

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Geodinámica**



**TESIS DOCTORAL**

**Geodinámica del margen continental de Galicia: estructura profunda y  
morfotectónica**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

**María Druet Vélez**

Directores

**Andrés Carbó Gorosabel  
Alfonso Muñoz Martín  
Juan Acosta Yepes**

**Madrid, 2016**





## Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

Dña. María Druet Vélez

Realizada en el Departamento de Geodinámica  
de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología),  
bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín, el Dr. Andrés Carbó Gorosabel  
y el Dr. Juan Acosta Yepes.

*Madrid, 2015*





## Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica

Memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas que presenta

Dña. María Druet Vélez

Realizada en el Departamento de Geodinámica  
de la Universidad Complutense de Madrid (Facultad de Geología),  
bajo la dirección del Dr. Alfonso Muñoz Martín, el Dr. Andrés Carbó Gorosabel  
y el Dr. Juan Acosta Yepes.

**Vº. Bº. de los directores de la Tesis,**

Dr. Alfonso Muñoz Martín

Dr. Andrés Carbó Gorosabel

Dr. Juan Acosta Yepes

**La Interesada,**

Dña. María Druet Vélez

*Madrid, 2015*



*A mi familia.*



## Agradecimientos

Desde los inicios hasta el momento actual de culminación de esta Tesis Doctoral, ha habido cambios importantes en mi trayectoria profesional y no menos importantes en mi vida personal. De este modo, son muchas las personas que de una forma u otra se han visto involucradas en el proceso, muchas personas a las que debo estar agradecida.

Comenzaré por mis Directores. A los tres debo agradecer su ayuda, sus consejos y ánimos durante este tiempo, y sobre todo en los momentos más críticos. Al Dr. Alfonso Muñoz tengo que agradecerle de forma especial, además de su pasión y mente privilegiada para la geología, el haberme sacado de muchos atascos y que haya estado tan pendiente de mí en la recta final. Al Dr. Andrés Carbó debo agradecerle, además del cachito de él que va en este trabajo, el haber tenido parte importante de culpa en que optase por una carrera investigadora y de servicio público. Hemos compartido, y he recibido, muchos buenos momentos durante estos años, y espero que sigan siendo muchos más a pesar de su jubilación forzosa, porque siempre será un trabajador incansable. Al Dr. Juan Acosta, el último que se incorporó a esta aventura, debo agradecerle también el que me abriese la puerta a trabajar en disciplinas geológicas menos endógenas y en colaboración con diversos grupos multidisciplinarios de grandes profesionales. Sin duda, en los años más recientes de mi carrera, mi colaboración con él me ha aportado una visión más completa de la dinámica geológica, pero también física y biológica, de los océanos y los mares.

La Dra. Gemma Ercilla (ICM-CSIC) ha tenido la generosidad de ceder parte de los datos sísmicos obtenidos durante las campañas ERGAP (Proyecto ‘Determinación y valoración de los riesgos geoambientales en el área de hundimiento del Prestige’, VEM2003-200993-CO3), una información que sin duda alguna ha permitido mejorar mucho los resultados que se muestran en este trabajo. Del mismo modo, el Dr. Daniel Rey (U. Vigo), ha tenido la amabilidad de ceder una línea sísmica adquirida durante la campaña BURATO 4242 (Proyecto ‘Exploración de la morfoestructura singular de marcen continental occidental de Galicia conocida como O Gran Burato’, convenio de colaboración entre la Consellería de Economía e Industria de la Xunta de Galicia y la Universidad de Vigo).

El Dr. Manuel Catalán, además de un gran profesional y compañero de campañas, siempre me prestó su ayuda desinteresada y me guió con paciencia en mi pequeña incursión en el geomagnetismo durante dos estancias en el Real Observatorio de la Armada.

El Dr. José Luis Granja fue mi compañero de despacho al inicio de nuestras carreras. Le agradezco su amistad, el trabajo que desempeña con tanta valía y entusiasmo, y la gran ayuda y los ánimos que me ha dado, especialmente en la recta final. Sus comentarios siempre oportunos también han enriquecido los resultados que se plasman en este manuscrito final.

Tengo la suerte de poder contar entre mis amistades con las Dras. Pilar Llanes y Raquel Herrera. Somos amigas ya desde los años de licenciatura, pero para mí también son un referente a seguir. Además de su amistad y ejemplo, Pilar me ha aportado muchos conocimientos y consejos sobre líneas de trabajo, y una opinión sincera. Raquel es una luchadora que además me introdujo en el mundo de la reivindicación de los derechos de los jóvenes investigadores. Al hilo de esto último, quiero hacer mención también aquí al trabajo de las asociaciones de investigadores en fase inicial que, como la FJI-Precarios y APIF-UCM, trabajan desde hace muchos años por una carrera investigadora digna en España.

Luis Miguel Agudo es una mente inquieta, positiva y generosa. Hemos sido compañeros muchos años tanto en la UCM como en el IEO, y estoy en deuda por su amistad y por estar siempre dispuesto a resolver mis atolladeros con ArcGIS.

A María Gómez también quiero agradecerle los años de amistad y de compañerismo en mi paso por el IEO. A ella también le debo el haber aprendido mucho sobre la dinámica de los fondos oceánicos.

Antonio Olaiz fue compañero de departamento en nuestros inicios, y ahora volvemos a confluir en la culminación de nuestras Tesis Doctorales. Es tan buen geólogo como persona, y quiero darle las gracias por su compañía, a veces desde la distancia, sobre todo en la fase final.

Juan Álvarez también fue compañero del grupo de investigación en el Departamento de Geodinámica durante los primeros años. En ese tiempo compartimos también campañas en mar, trabajo de campo y congresos. Tiene una mente extraordinaria para la geología, y siempre me dio buenas ideas (además de mucho soporte informático).

D. Jesús Gálvez es una magnífica persona con la que he tenido la suerte de compartir muchos días de mar. Además, siempre ha estado dispuesto a resolver mis dudas en el manejo de ecosondas y el procesado de los datos batimétricos. Sé que estará orgulloso al ver la culminación de este trabajo.

El Profesor José Luis Hernández Enrile, además de ser una persona apasionada por su trabajo, confió en mí y peleó por que me concediesen la primera beca de investigación. Se fue prematuramente y sin hacer ruido, y no nos dio la oportunidad que muchos que le apreciábamos hubiésemos querido tener para despedirnos.

Las sesiones de descanso y café compartiendo mesa y conversación, entre otros, con el Dr. Ramon Vegas y el Dr. Gerardo de Vicente, siempre han sido fuente de inspiración y conocimiento. A ellos también les estoy agradecida por enriquecerme con sus discusiones y experiencia.

También quiero dar las gracias a todo el personal que desde hace décadas ya, dedica tanto tiempo y trabajo, casi siempre en la época estival, en las campañas de la ZEE en Galicia. Personal del IHM, ROA, IEO e IGME, y alumnos de la UCM y otras universidades, pendientes de las pantallas guardias tras guardia, a veces trincados a las mesas con una mar más que gruesa. El apoyo del personal de la UTM también es indispensable durante las campañas. Son fantásticos profesionales a los que se puede recurrir cuando surge cualquier problema, incluso a horas intempestivas, dispuestos a asistir siempre con una gran sonrisa. Gracias especialmente a los técnicos de acústica: Pablo, Javi, Héctor, Pous y Manu. Debo agradecer también su trabajo a todas las tripulaciones y comandantes que han servido estos años en el B.I.O. Hespérides. A veces se han dado situaciones complicadas en alta mar, pero siempre nos han sacado adelante. Y además con un buen ambiente de trabajo. Gracias a todos.

Durante los años que he pasado en el IEO he podido conocer personalmente a gente maravillosa. Grandes compañeros en muchos días de mar, a veces en momentos complicados, personas buenas y magníficas compañeras de trabajo. El orden de los nombres no indica orden de preferencia al citarlos, y alguno quedará en el tintero sin intención. No puedo dejar de citar y dar las gracias a Bea, Dulce, Gloria, Lucía, Ricardo, Josechu, Olvido, Pedro, Guillermo, Paloma. . .

Durante este tiempo y los años de idas y venidas, he tenido la suerte de coincidir con muchos doctorandos en el Departamento de Geodinámica, varios de ellos son ya profesores de Universidad o Titulares de Investigación. Seguro que dejo por citar a alguno, pero no será intencionadamente. Desde José Antonio, Ignacio R., Bea, Raquel, Marta, Juanmi, Raúl, Loreto, Fidel, Julián, Silvia, Carol. . . hasta los más jóvenes como Alberto, Jorge e Ignacio A., todos han aportado un buen ambiente de trabajo y compañerismo, además de comprensión y apoyo ante nuestros males comunes.

Me siento afortunada por poder contar con varios buenos amigos fuera de mi entorno geológico. Están a mi lado desde hace muchos años, en momentos muy buenos y en los no tan buenos también. Quiero pedirles disculpas por mis ausencias y mi memoria de pez, y agradecerles su apoyo constante a las Cuquis, a Yolanda, al Mongo's Club y a los amigos y compañeros del Oshiya's Crew.

Dejo para el final el agradecimiento más importante en mi ámbito personal. Sin mi familia no sería nada. Debo pedirles perdón por haber pasado mucho menos tiempo del que quisiera con ellos, y por mi mal humor y mi poca paciencia en demasiados momentos. Mis padres siempre han estado ahí y me lo han dado todo en la vida, pero además me han prestado un apoyo logístico de valor incalculable en los últimos años y, especialmente, en el sprint final. Mamá, te tengo en un pedestal, y sin duda el trabajo que se presenta aquí ve la luz gracias a ti. Mónica y Pablo también han estado al quite siempre que han podido, y dando ánimos hasta el infinito y más allá. Hace bastantes años que mi centro de gravedad se comenzó a desplazar, y desde hace más de cuatro años definitivamente reside fuera de mí. Sin Irene, Noé y Héctor esta Tesis Doctoral probablemente hubiese visto la luz hace algún tiempo, pero entonces mi vida sería menos plena e infinitamente menos feliz. Os quiero a todos y os agradezco vuestro amor sin condiciones.



*Los mismos lugares de la Tierra no siempre son húmedos o secos  
sino que cambian según la aparición y desaparición de los ríos;  
por eso también se producen cambios en la disposición  
de las tierras emergidas y del mar,  
y tanto la tierra como el mar no permanecen siempre iguales,  
sino que se encuentra un mar allí donde estaba la tierra firme,  
y allí donde se encuentra un mar habrá de nuevo una tierra.  
Y debemos pensar que estos hechos se producen  
según un cierto orden y una cierta periodicidad.*

*Debido a que toda la evolución física de la Tierra se produce gradualmente  
y en tiempos muy largos comparándolos con nuestra vida,  
estos cambios escapan a la observación,  
y tiene lugar la destrucción y ruina de razas enteras  
antes de que puedan observarse estos cambios desde el principio hasta el final.*

*Si los ríos nacen y mueren y si los mismos lugares de la Tierra  
no están siempre cubiertos por las aguas,  
es necesario que el mar sufra los cambios correspondientes.  
Y si el mar siempre pierde por un punto y gana por otro, es claro que  
las mismas partes de toda la Tierra no son siempre ya sea mar,  
ya sea continente, sino que todas cambian con el tiempo.*

Aristóteles, *Los Meteoros*, 384 - 322 a.C.

*How inappropriate to call this planet 'Earth',  
when it is quite clearly 'Ocean'.*

Sir Arthur C. Clarke, 1917 - 2008



# Índice general

Resumen . . . . .	1
Abstract . . . . .	3
<b>1. Interés y objetivos de la investigación</b>	<b>5</b>
1.1. Estructura de la Memoria de Tesis . . . . .	6
<b>2. Contexto geológico y antecedentes</b>	<b>9</b>
2.1. Los márgenes continentales de <i>rift</i> pobre en magma . . . . .	9
2.1.1. Tipos de márgenes continentales . . . . .	9
2.1.2. Modelos de extensión litosférica . . . . .	12
2.1.3. La zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica y el límite continente-oceano . . . . .	15
2.1.4. El reflector <i>S</i> y otros reflectores inclinados en márgenes de <i>rift</i> pobre en magma	17
2.1.5. La evolución del proceso de <i>rift</i> a la deriva continental . . . . .	19
2.2. Margen occidental de Iberia. Margen de Galicia . . . . .	20
2.2.1. Situación geográfica . . . . .	22
2.2.2. Evolución geodinámica . . . . .	22
2.2.2.1. Evolución geodinámica de la Península Ibérica durante el Mesozoico y el Cenozoico . . . . .	22
2.2.2.2. Evolución geodinámica del margen noroeste de la Península Ibérica durante el Mesozoico y el Cenozoico . . . . .	25
2.2.3. Estructura y evolución estructural del margen oeste de Galicia . . . . .	28
2.2.3.1. Evolución estructural durante el Mesozoico . . . . .	29
2.2.3.2. Evolución estructural durante el Cenozoico . . . . .	31
2.2.4. Macizo Ibérico . . . . .	32
2.2.5. Principales dominios fisiográficos del margen continental . . . . .	34
2.2.5.1. Plataforma continental, cuenca Interior de Galicia y cuenca de Oporto	34
2.2.5.2. Región de bancos submarinos . . . . .	36
2.2.5.3. Llanura abisal y zona de transición entre corteza continental y cor- teza oceánica . . . . .	37
2.2.6. Sismicidad y neotectónica . . . . .	40
2.2.7. Campo de esfuerzos actual . . . . .	42
2.3. Estudios geofísicos previos . . . . .	42
2.3.1. Gravimetría . . . . .	45
2.3.2. Geomagnetismo . . . . .	47
2.3.3. Sísmica de refracción . . . . .	48
2.3.4. Sísmica de reflexión . . . . .	49
2.3.4.1. Sismoestratigrafía . . . . .	49
2.3.4.2. Geometría del techo del basamento . . . . .	58
2.3.5. Batimetría multihaz . . . . .	58
<b>3. Metodología y técnicas</b>	<b>65</b>
3.1. Metodología . . . . .	65
3.2. Técnicas experimentales . . . . .	68
3.2.1. Sistemas de navegación y posicionamiento . . . . .	68

3.2.2.	Batimetría Multihaz . . . . .	69
3.2.2.1.	Fundamentos . . . . .	69
3.2.2.2.	Instrumentación . . . . .	69
3.2.3.	Gravimetría . . . . .	71
3.2.3.1.	Fundamentos . . . . .	71
3.2.3.2.	Instrumentación . . . . .	74
3.2.4.	Batimetría y Gravimetría derivadas de altimetría satelital . . . . .	74
3.2.5.	Sísmica de reflexión . . . . .	75
3.2.5.1.	Fundamentos . . . . .	76
3.2.5.2.	Métodos de adquisición empleados . . . . .	77
<b>4.</b>	<b>Desarrollo experimental</b>	<b>79</b>
4.1.	Navegación y Posicionamiento . . . . .	79
4.2.	Batimetría . . . . .	79
4.2.1.	Tipos de datos batimétricos y topográficos empleados . . . . .	79
4.2.2.	Batimetría multihaz . . . . .	79
4.2.2.1.	Calibración de las ecosondas multihaz . . . . .	80
4.2.2.2.	Adquisición de la información batimétrica multihaz . . . . .	81
4.2.2.3.	Procesado de los datos batimétricos . . . . .	82
4.2.3.	Batimetría derivada de altimetría satelital . . . . .	82
4.3.	Gravimetría . . . . .	85
4.3.1.	Tipos de datos gravimétricos empleados . . . . .	85
4.3.2.	Datos gravimétricos de las campañas de barco . . . . .	86
4.3.2.1.	Enlace con las redes terrestres . . . . .	86
4.3.2.2.	Corrección de cruces y estimación de la precisión del levantamiento gravimétrico . . . . .	88
4.3.2.3.	Adquisición y procesado de los datos gravimétricos . . . . .	89
4.3.3.	Datos gravimétricos de tierra . . . . .	90
4.3.4.	Datos gravimétricos derivados de altimetría satelital . . . . .	92
4.3.5.	Análisis de la coherencia entre los datos gravimétricos de barco y los derivados de altimetría satelital . . . . .	92
4.3.6.	Análisis espectral de la malla de anomalía de Bouguer . . . . .	96
4.3.7.	Aplicación del método de Deconvolución de Euler . . . . .	96
4.3.8.	Modelado gravimétrico en 2+3/4D . . . . .	98
4.4.	Sísmica . . . . .	99
4.4.1.	Sísmica de reflexión multicanal . . . . .	101
4.4.1.1.	Procesado de los datos sísmicos de reflexión multicanal . . . . .	101
4.4.2.	Sísmica de alta resolución <i>TOPAS</i> . . . . .	104
<b>5.</b>	<b>Resultados e interpretación</b>	<b>105</b>
5.1.	Estructura profunda . . . . .	105
5.1.1.	Análisis de perfiles sísmicos de reflexión multicanal . . . . .	105
5.1.2.	Análisis de mapas gravimétricos . . . . .	115
5.1.2.1.	Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre . . . . .	115
5.1.2.2.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer . . . . .	117
5.1.2.3.	Mapas de anomalía gravimétrica de Bouguer filtrada . . . . .	123
5.1.3.	Aplicación del método de deconvolución de Euler . . . . .	133
5.1.4.	Modelos gravimétricos en 2+3/4D . . . . .	136
5.2.	Estructura superficial . . . . .	150
5.2.1.	Análisis espacial de la información batimétrica . . . . .	150
5.2.2.	Mapa geomorfológico . . . . .	155
5.2.2.1.	Plataforma continental . . . . .	155
5.2.2.2.	Talud continental . . . . .	158
5.2.2.3.	Llanuras abisales . . . . .	169
5.2.3.	Mapa morfotectónico . . . . .	172

<b>6. Discusión</b>	<b>175</b>
6.1. Utilidad de la metodología empleada . . . . .	175
6.1.1. Aplicación de filtros a la malla de anomalía de Bouguer . . . . .	175
6.1.2. Análisis de los mapas gravimétricos de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$ km) . . . . .	177
6.1.3. Análisis de los mapas gravimétricos de longitud de onda media ( $150 \text{ km} > \lambda > 33 \text{ km}$ ) y corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ ) . . . . .	177
6.1.4. Aplicación del método de deconvolución de Euler . . . . .	180
6.1.5. Construcción de modelos gravimétricos . . . . .	180
6.1.5.1. Análisis de la estructura general . . . . .	180
6.1.5.2. Análisis de la naturaleza del basamento sísmico . . . . .	182
6.2. Origen de la complejidad fisiográfica del margen . . . . .	182
6.2.1. Cartografía estructural del margen continental de Galicia . . . . .	182
6.2.1.1. Análisis de la fracturación . . . . .	182
6.2.2. La elevación relativa de la región de bancos submarinos y de las plataformas marginales al noroeste de Galicia . . . . .	186
6.2.3. Transición del margen oeste al margen norte de Galicia . . . . .	187
6.2.4. La tectónica compresiva Cenozoica . . . . .	188
6.2.5. Control estructural de la fábrica tectónica previa . . . . .	190
6.3. La transición entre el dominio continental y el oceánico . . . . .	193
6.3.1. La transición en el margen oeste . . . . .	193
6.3.2. La transición en el margen noroeste y norte . . . . .	194
6.3.3. Los límites entre dominios litosféricos . . . . .	194
6.3.4. Cartografía de los diferentes dominios litosféricos . . . . .	195
6.3.5. Cartografía de los dominios de deformación . . . . .	197
6.4. Modelo conceptual del inicio de la inversión tectónica . . . . .	199
6.5. Evolución geodinámica del margen continental de Galicia . . . . .	201
<b>7. Conclusiones</b>	<b>207</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>211</b>



# Índice de figuras

2.1. Esquema de los dos tipos fundamentales de márgenes continentales pasivos. . . . .	11
2.2. Modelos de cizalla propuestos para explicar la extensión continental (cizalla pura, cizalla simple y modelo mixto). . . . .	13
2.3. Selección de pasos del corte compensado del modelo cinemático de fracturación propuesto por Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) para el desarrollo del adelgazamiento cortical y la asimetría de márgenes conjugados. . . . .	14
2.4. Esquema sintético de la estructura del margen oeste de Galicia, coincidiendo con los sondeos 638, 639 y 641 del ODP. . . . .	16
2.5. Modelos propuestos para la naturaleza del reflector <i>S</i> en el margen de Galicia. . . . .	18
2.6. Esquema comparativo entre la columna de material que compone la litosfera oceánica normal y la correspondiente con la de una litosfera oceánica anormalmente delgada. . . .	19
2.7. Restauración conceptual de la evolución espacio-temporal del sistema de <i>rift</i> Iberia-Terranova. Modificado de Sutra <i>et al.</i> (2013). . . . .	21
2.8. Modelo digital de elevaciones del margen continental del oeste de Iberia en que se indican sus principales rasgos morfológicos, las anomalías magnéticas del dominio oceánico y los puntos de sondeo del DSDP y el ODP realizados en el margen. Sobre él se indican también las zonas de fractura y límites de placa relacionados con el margen continental de Galicia durante el Eoceno. . . . .	23
2.9. Evolución cinemática de la Placa Ibérica durante el Mesozoico. . . . .	24
2.10. Borde septentrional de la Placa Ibérica durante el Eoceno. . . . .	25
2.11. Representación de la evolución temporal y espacial del proceso de <i>rift</i> del oeste de Iberia. . . . .	27
2.12. Esquema estructural del margen continental del noroeste de Iberia, sobre modelo digital de elevaciones. . . . .	29
2.13. Modelo digital de elevaciones del margen continental del oeste de Iberia sobre el que se ilustra la evolución del proceso de <i>rift</i> y expansión oceánica entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. . . . .	30
2.14. Esquema indicativo de las zonas en que se subdivide el Macizo Ibérico, y su continuación en mar. . . . .	33
2.15. Esquema de las cuencas marginales del oeste de Iberia. . . . .	34
2.16. Esquema estructural de las secciones sísmicas Gap 106, Gap 014 y Gap 018 a través de la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto. . . . .	35
2.17. Estructura de velocidades sísmicas de la cuenca Interior de Galicia a partir del modelado de datos de sísmica de refracción de gran ángulo, e interpretación geológica de la misma. . . . .	36
2.18. Estructura de la llanura abisal de Iberia y la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica. . . . .	38
2.19. Corte esquemático que muestra el contacto tectónico entre la corteza continental superior y las peridotitas serpentinizadas en el límite del margen pasivo de Galicia. . . . .	38
2.20. Distribución de epicentros y mecanismos focales en el margen continental de Galicia representados en función de la profundidad calculada para los hipocentros. . . . .	41
2.21. Histogramas de distribución de los terremotos registrados en el entorno del margen continental de Galicia. . . . .	41
2.22. Mapa de esfuerzos activos de la Península Ibérica. . . . .	43
2.23. Mapa del régimen de esfuerzos activos de la Península Ibérica. . . . .	44
2.24. Fallas activas y dominios de paleoesfuerzos en el extremo NO de Iberia durante el la orogenia pirenaica (Eoceno-Oligoceno). . . . .	44

2.25. Mapa de anomalía de Aire Libre del Golfo de Vizcaya y parte del margen continental del oeste de Galicia, de Bacon y Gray (1970). . . . .	45
2.26. Mapa de anomalía de Aire Libre del Golfo de Vizcaya y parte del margen continental de Galicia, de Groupe Galice (1979). . . . .	46
2.27. Modelo gravimétrico realizado a partir del perfil de sismica de refracción IAM-12. . . . .	46
2.28. Hoja oficial del mapa de anomalías gravimétricas de Aire Libre del margen continental de Galicia. . . . .	47
2.29. Hoja oficial del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer del margen continental de Galicia. . . . .	48
2.30. Hoja oficial del mapa de anomalías geomagnéticas del margen continental de Galicia. . . . .	49
2.31. Mapa de anomalías magnéticas escalares en el margen occidental de Iberia, a 6 km de resolución. . . . .	50
2.32. Mapa batimétrico sobre el que se muestra la situación de las líneas sísmicas de refracción de más relevancia para esta investigación. . . . .	51
2.33. Modelo de velocidad+densidad a lo largo de la línea sísmica IAM-11. . . . .	51
2.34. Modelo de velocidades a lo largo del perfil sísmico IAM-9. . . . .	52
2.35. Modelo de velocidades a lo largo del perfil ISE-9 e interpretación del perfil de sismica de reflexión coincidente. . . . .	52
2.36. Mapa batimétrico sobre el que se muestra la situación de las líneas sísmicas de reflexión de más relevancia para esta investigación. . . . .	54
2.37. Líneas de sismica de reflexión GAP-106 y GAP-014, a través de la cuenca Interior de Galicia. . . . .	56
2.38. Línea de sismica de reflexión GP 11, localizada en el margen profundo de Galicia (ODP, tramo 103) e interpretada por Mauffret y Montadert (1988). . . . .	58
2.39. Mapa de isocronas para el intervalo Paleoceno - Eoceno en el margen noroeste de Galicia, tomado de Grimaud <i>et al.</i> (1982). . . . .	59
2.40. Mapa de isobatas de la superficie de los bloques de basamento basculados al suroeste del banco de Galicia. Tomado de Sibuet <i>et al.</i> (1987). . . . .	59
2.41. Mapa de isocronas al techo del basamento en el entorno del banco de Galicia. Tomado de Malod <i>et al.</i> (1993). . . . .	60
2.42. Carta batimétrica del Atlántico Noreste y del golfo de Vizcaya. Recopilación realizada por Sibuet <i>et al.</i> (2004). . . . .	62
2.43. Hoja general del mapa batimétrico del margen continental de Galicia, publicada por el Plan ZEEE. . . . .	63
2.44. Hoja general del mapa de reflectividad del margen continental de Galicia, publicada por el Plan ZEEE. . . . .	64
3.1. Esquema de la metodología seguida en la presente investigación. . . . .	67
3.2. Barquilla de las ecosondas multihaz instaladas en el B.I.O. Hespérides. . . . .	69
3.3. Imagen ilustrativa de la cobertura que ofrecen las ecosondas monohaz y multihaz. . . . .	69
3.4. Esquema de la cobertura de los haces de las ecosondas multihaz en función de la profundidad del fondo marino. . . . .	70
3.5. Estaciones de trabajo para la visualización y el control de datos multihaz a bordo del B.I.O. Hespérides. . . . .	70
3.6. Esquema ilustrativo de la sensibilidad de los valores de anomalía de Aire Libre y de anomalía de Bouguer Completa, en áreas marinas. . . . .	73
3.7. Sistema de adquisición de datos gravimétricos a bordo del B.I.O. Hespérides. . . . .	74
3.8. Esquema de la utilización de la altimetría espacial. . . . .	76
3.9. Esquema simplificado de un sistema emisor-receptor de sismica de reflexión marina. . . . .	77
3.10. Esquema ilustrativo de la generación del efecto paramétrico. . . . .	78
4.1. Líneas de derrota seguidas por el B.I.O. Hespérides para el levantamiento batimétrico durante las campañas del Plan ZEEE. . . . .	80
4.2. Sensores <i>SVplus</i> y <i>XBT</i> . Curva de variación de la velocidad del sonido y la temperatura en la columna de agua. . . . .	81
4.3. Procedimiento seguido en la adquisición y el procesado de los datos batimétricos. . . . .	83
4.4. Interfaz del editor de bandas de sonaje de la aplicación informática <i>CARIS HIPS and SIPS</i> . . . . .	84



4.5.	Interfaz del editor de subconjuntos de datos de la aplicación informática <i>CARIS HIPS and SIPS</i> . . . . .	84
4.6.	Modelo digital de elevaciones realizado a partir del levantamiento sistemático con sondas multihaz, orlado por el modelo digital de elevaciones obtenido a partir de datos batimétricos de la base de datos mundial GEBCO. . . . .	85
4.7.	Modelo digital de elevaciones sobre el que sitúan los puntos de medida gravimétrica durante las campañas del Plan ZEEE y los puntos de medida gravimétrica terrestre empleados en este trabajo. . . . .	86
4.8.	Parámetros necesarios para el enlace de los datos gravimétricos obtenidos en campañas de barco con la red gravimétrica terrestre. . . . .	87
4.9.	Gravímetro terrestre <i>Worden Master</i> . . . . .	87
4.10.	Modelo digital de elevaciones sobre el que se muestran las líneas de medidas gravimétricas consideradas de ‘control’ durante la corrección de cruces. . . . .	89
4.11.	Procedimiento seguido en la adquisición y el procesamiento de los datos gravimétricos. . . . .	91
4.12.	Esquema de las mallas regulares de elevaciones (MDE) y distancias para la aplicación de los diferentes métodos de cálculo de la corrección topográfica de los datos gravimétricos. . . . .	92
4.13.	Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre de la zona de estudio. . . . .	93
4.14.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de la zona de estudio. . . . .	93
4.15.	Localización geográfica del perfil gravimétrico, de datos de barco y de altimetría satelital, empleado en el análisis de coherencia. . . . .	94
4.16.	Análisis de la coherencia entre los valores de anomalía de Aire Libre calculados con los datos de barco y los procedentes de altimetría satelital. . . . .	95
4.17.	Espectro radial de potencia de la malla de valores de anomalía de Bouguer. . . . .	97
4.18.	Comparación entre las bases del modelado en 2D y las del modelado en 2+3/4D. . . . .	98
4.19.	Situación geográfica de los modelos geoestructurales en 2+3/4D realizados a partir de los datos gravimétricos. . . . .	99
4.20.	Relaciones empíricas entre densidad y velocidad de ondas sísmicas P y S en sedimentos saturados de agua, rocas sedimentarias y rocas ígneas y metamórficas. . . . .	100
4.21.	Disposición y capacidad de los cañones de aire comprimido empleados en la adquisición de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución durante las campañas ERGAP. . . . .	101
4.22.	Esquema del dispositivo de adquisición de sísmica de reflexión de alta resolución durante las campañas ERGAP. . . . .	102
4.23.	Localización de los perfiles de sísmica de reflexión multicanal, obtenidos durante las campañas del proyecto ERGAP, de los que se ha dispuesto para la realización de este trabajo. . . . .	102
4.24.	Esquema ilustrativo de la diferencia geométrica entre punto de profundidad común (CDP) y punto medio común (CMP). . . . .	103
4.25.	Ejemplo de la mejora que introduce el proceso de migración en un perfil sísmico. . . . .	103
4.26.	Perfilador paramétrico TOPAS 018 en el laboratorio de proa del B.I.O. Hespérides. . . . .	104
5.1.	Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_B24. . . . .	108
5.2.	Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_B26. . . . .	109
5.3.	Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_B28. . . . .	111
5.4.	Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_B17. . . . .	113
5.5.	Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_B31. . . . .	114
5.6.	Líneas de sísmica de reflexión multicanal ERGAP_C10 y ERGAP_C11. . . . .	116
5.7.	Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre interpretado. . . . .	118
5.8.	Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). . . . .	119
5.9.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer interpretado. . . . .	121
5.10.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). . . . .	122
5.11.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$ km). . . . .	125
5.12.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda larga (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). . . . .	126
5.13.	Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda media ( $150 \text{ km} > \lambda > 33 \text{ km}$ ). . . . .	128

5.14. Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda media (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). . . . .	129
5.15. Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ ). . . . .	131
5.16. Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda corta (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). . . . .	132
5.17. Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler para la malla de anomalía de Bouguer. . . . .	134
5.18. Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler para la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media ( $150 \text{ km} > \lambda > 33 \text{ km}$ ). . . . .	135
5.19. Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler, sobre el modelo de sombras de las elevaciones del terreno. . . . .	136
5.20. Modelos gravimétricos en el margen continental del oeste de Galicia. . . . .	140
5.21. Modelos gravimétricos en el margen continental del oeste y noroeste de Galicia. . . . .	144
5.22. Modelos gravimétricos en el margen continental del noroeste y norte de Galicia. . . . .	148
5.23. Mapa batimétrico de la zona del margen continental de Galicia en la que se ha analizado con detalle la morfología del terreno. . . . .	151
5.24. Modelo digital de elevaciones codificado en color y sombreado con iluminación desde el noroeste. . . . .	152
5.25. Modelos de sombras generados a partir del modelo digital de elevaciones, con diferentes orientaciones de la iluminación artificial. . . . .	153
5.26. Modelo de pendientes calculado a partir del modelo digital de elevaciones. . . . .	154
5.27. Modelo de orientaciones calculado a partir del modelo digital de elevaciones. . . . .	154
5.28. Modelo de curvatura calculado a partir del modelo digital de elevaciones. . . . .	155
5.29. Mapa geomorfológico del margen continental del Galicia. . . . .	156
5.30. Detalle de la plataforma continental en el margen de Galicia. . . . .	157
5.31. Detalle del talud continental superior al oeste de Galicia. . . . .	159
5.32. Detalle de las plataformas marginales en el talud superior al noroeste de Galicia. . . . .	160
5.33. Detalle de las estructuras relacionadas con escapes de fluidos en la plataforma marginal de Ortegál. . . . .	161
5.34. Detalle del segmento norte de la cuenca Interior de Galicia. . . . .	162
5.35. Perfiles batimétricos a través del banco de Galicia. . . . .	164
5.36. Detalle del techo del banco de Galicia en el que se aprecian un escarpe tectónico con un surco erosivo asociado al mismo, y ondas sedimentarias. . . . .	165
5.37. Detalle de <i>furrows</i> estructurales en la región de bancos submarinos. . . . .	167
5.38. Detalle de morfologías relacionadas con fenómenos de deslizamientos gravitacionales y transporte en masa al sur del banco de Galicia. . . . .	168
5.39. Bloque diagrama que muestra una perspectiva del talud inferior abrupto al noroeste de la región de bancos submarinos. . . . .	169
5.40. Detalle de la zona del paso del Theta, que une la llanura abisal de Vizcaya con la llanura abisal de Iberia a través de los montes de Coruña. . . . .	171
5.41. Mapa morfoestructural del margen continental de Galicia. . . . .	173
5.42. Diagramas de rosa representando las direcciones de las estructuras tectónicas cartografiadas con criterios morfológicos. . . . .	174
6.1. Comparación de los mapas de anomalía de Bouguer regional y residual que se obtienen mediante la aplicación de diferentes metodologías. . . . .	176
6.2. Comparación entre el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150 \text{ km}$ ) y los mapas de elevación de la Moho, calculados en el ámbito del proyecto GEMMA y a partir de los modelos gravimétricos realizados. . . . .	179
6.3. Ejemplo de la respuesta gravimétrica en el proceso de construcción de un modelo transversal al margen noroeste de Galicia, considerando diferentes posibilidades en la transición entre corteza continental y oceánica. . . . .	181
6.4. Modelos gravimétricos coincidentes con el perfil sísmico ERGAP_B26, construidos considerando basamentos de diferentes afinidades. . . . .	183
6.5. Mapa estructural del margen continental de Galicia, combinando estructuras tectónicas cartografiadas a partir de criterios morfológicos y geofísicos. . . . .	184

6.6. Comparativa de los diagramas de rosa representando, por una parte, las direcciones de las estructuras tectónicas cartografiadas que tienen un reflejo morfológico y, por otra, incluyendo además las que no tienen un reflejo morfológico. . . . .	185
6.7. Mapa con las zonas donde se han identificado evidencias de tectónica compresiva cenozoica.	191
6.8. Deformación intraplaca y desarrollo de pliegues litosféricos como consecuencia de la transmisión de esfuerzos desde el borde colisional pirenaico (convergencia entre África y Europa).	192
6.9. Mapa de dominios litosféricos y estructurales en el margen continental de Galicia. . . . .	196
6.10. Mapa de anomalías magnéticas escalares en el margen continental de Galicia. . . . .	197
6.11. Modelo conceptual simplificado del inicio del proceso de inversión tectónica de un margen de <i>rift</i> pobre en magma. . . . .	200
6.12. Modelo geodinámico de la evolución del margen noroeste de Iberia entre el Cenomaniense y el Eoceno-Oligoceno. . . . .	203



# Índice de cuadros

2.1. Síntesis de la evolución geodinámica de Iberia y sus límites de placas entre el Jurásico superior y el Mioceno. . . . .	26
2.2. Comparación entre las unidades sismoestratigráficas identificadas en el margen continental del oeste de Galicia. . . . .	53
2.3. Descripción de las características principales de las unidades sismoestratigráficas identificadas en el margen continental de Galicia. . . . .	57
4.1. Constantes de enlace calculadas para las campañas en mar del Plan ZEEE entre los años 2001 y 2007. . . . .	88
4.2. Niveles máximos de aceptación de grado de incertidumbre de las soluciones obtenidas a través del método de Deconvolución de Euler. . . . .	97
4.3. Relación entre velocidad de ondas P y densidad de las unidades gravimétricas distinguidas en los modelos geoestructurales. . . . .	100
5.1. Densidades de las unidades empleadas en la construcción de los modelos gravimétricos. .	138
5.2. Resumen comparativo de la descripción morfológica de las tres grandes depresiones de contorno aproximadamente circular identificadas en la región de bancos submarinos. . . .	166



## Resumen

---

La presente Tesis Doctoral lleva por título *Geodinámica del margen continental de Galicia: Estructura profunda y morfotectónica*. Este estudio se aborda a partir de la integración de un gran volumen de nuevos datos geofísicos (gravimétricos, batimétricos y sísmica de reflexión multicanal 2D y de ultra-alta resolución), procedentes de los proyectos ZEEE, ERGAP y BURATO4242. La nueva información ha aportado constricciones muy relevantes sobre el origen, la estructura profunda y la complejidad fisiográfica del margen, así como sobre la caracterización de la variación lateral de la transición océano-continente.

El margen continental de Galicia se clasifica como un margen de *rift* pobre en magma. Este tipo de márgenes tienen dos rasgos comunes, que son: 1) Los pares de márgenes conjugados son asimétricos, teniendo uno de ellos una zona más ancha de corteza extremadamente adelgazada, subrayada por un reflector sísmico subhorizontal; 2) Entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica normal, hay una zona de basamento compuesto por manto serpentizado. La estructura del margen continental gallego es extremadamente compleja, reflejando la superposición de varias etapas sucesivas de *rift*, y una etapa compresiva posterior que da como resultado la inversión parcial del margen. Además, la proximidad de un punto triple de dorsal produce un cambio de orientación de las estructuras principales. Este margen continental ha sido ampliamente estudiado desde la década de los '70. Sin embargo, la mayor parte de los estudios se han centrado en la parte occidental, existiendo una importante carencia de información en los flancos norte y noroeste. Este hecho, junto con su gran complejidad estructural, ha provocado que no exista un modelo geodinámico previo que integre todos los procesos observados. Algunos aspectos, como son la transición entre el margen oeste (extensivo) y el margen norte (compresivo), y la forma en que se produce su inversión tectónica, apenas han sido abordados con anterioridad por la comunidad científica.

En el presente estudio, el uso combinado y la integración de los nuevos datos geofísicos, han permitido abordar dos aspectos relevantes:

- La caracterización de la geometría de la Moho y de la arquitectura del basamento y del relleno sedimentario, mediante el análisis de perfiles sísmicos de reflexión multicanal 2D, el análisis espectral de los mapas de anomalías gravimétricas de Bouguer y el modelado de perfiles gravimétricos en 2+3/4D.
- La caracterización de la morfoestructura, mediante la integración del análisis de la batimetría multihaz de alta resolución y los datos sísmicos (perfiles de reflexión multicanal 2D y perfiles de ultra-alta resolución obtenidos con sonda paramétrica TOPAS).

Los resultados obtenidos han aportado nuevas evidencias de conocimiento:

- Confirmación de que la estructura general de la región de bancos submarinos y de las plataformas marginales al noroeste de Galicia consiste en una serie de bloques de basamento limitados por fallas normales, generadas durante el proceso de *rift* mesozoico. Estas estructuras fueron invertidas heterogéneamente durante la compresión cenozoica. La cartografía estructural del margen ha permitido identificar y caracterizar cuatro familias estructurales que presentan historias de deformación complejas, reflejando los cambios en el régimen de esfuerzos a lo largo de su evolución. Las orientaciones de las principales familias estructurales son: 1) NNO-SSE a N-S, familia de fallas normales durante el *rift*, reactivadas en el Cenozoico como desgarres lateral-izquierdos; 2) NE-SO a NNE-SSO, familia de desgarres, fallas de transferencia y fallas normales durante el proceso de *rift*, reactivadas e invertidas durante la compresión cenozoica; 3) NO-SE, familia de desgarres lateral-derechos durante el proceso de *rift* cretácico y la compresión cenozoica; 4) ENE-OSO a E-O, parte son fallas normales durante el *rift* al norte de Iberia e invertidas durante la compresión cenozoica, y algunas son estructuras compresivas nuevas de origen cenozoico. La orientación preferente de las estructuras cambia al sur y al norte de los 42° 40' N. Hacia el sur predominan las

estructuras NNO-SSE a N-S, y al norte las NE-SO a NNE-SSO y las ENE-OSO a E-O. Esto se ha relacionado con la proximidad al punto triple de dorsal oceánica, y con la reactivación e inversión de estructuras previas (y creación de nuevas estructuras) durante el Cenozoico. En la transición del margen oeste al margen norte, desempeñan un papel destacado las estructuras NNE-SSO, que debieron actuar como fallas de transferencia durante el proceso de *rift*, permitiendo la rotación de las estructuras principales y la segmentación del margen.

- Identificación de evidencias muy relevantes de una deformación compresiva intensa durante el Cenozoico. Entre ellas, destacan: 1) La compresión y levantamiento de la corteza oceánica, 2) el engrosamiento de la corteza continental adelgazada, y 3) la desaparición de la zona de exhumación de manto litosférico en el margen noroeste.
- Caracterización de la transición océano-continente. Esta transición en el margen oeste es progresiva, con un adelgazamiento extremo de la corteza continental y una zona de exhumación de manto litosférico. Hacia el norte, esta zona de transición se estrecha hasta desaparecer al norte de los 43º N, en relación con el aumento progresivo de la inversión tectónica del margen. Esta inversión tectónica se ve favorecida por la presencia de la zona de *detachment* que, durante el proceso de *rift*, generó la exhumación del manto. En el margen noroeste y norte se ha modelado un contacto abrupto entre la corteza continental y oceánica, en forma de gran cabalgamiento, y sin una zona de exhumación de manto litosférico, que ha podido desaparecer por un proceso de *underthrusting*.
- El análisis de la estructura profunda y de la deformación tectónica del margen, ha permitido realizar una cartografía detallada de los diferentes dominios litosféricos (litosfera continental normal, litosfera continental adelgazada y litosfera oceánica). Sobre ella, se ha añadido la cartografía de distintos dominios de deformación relacionados con el proceso de *rift* (dominio de *necking*, dominio de hiperextensión y exhumación de manto litosférico) y del dominio de deformación compresiva intensa, superpuesto a los anteriores.

La integración de todos los resultados del presente trabajo ha permitido el desarrollo de un modelo conceptual sobre el inicio del proceso de inversión tectónica de un margen de *rift* pobre en magma. Finalmente, se ha construido un esquema de la evolución geodinámica del margen, que comprende tres estadios: A) Estadio inicial, de fin de la fase de *rift* y de la expansión oceánica en el golfo de Vizcaya (Santonense); B) Estadio intermedio, de comienzo de la inversión tectónica del margen norte de Iberia (Campaniense-Paleoceno); C) Estadio final, de deformación compresiva de la corteza oceánica (Eoceno-Oligoceno).



## Abstract

---

This PhD Thesis is entitled Geodynamics of the continental margin of Galicia: Deep structure and morphotectonics. This study is approached from the integration of a large volume of new geophysical data (gravimetric, bathymetric, 2D multichannel seismic reflection and ultra-high resolution seismic imaging), from the ZEEE, ERGAP and BURATO4242 projects. The new information has brought significant constraints on the origin, the deep structure and the physiographic complexity of the margin, as well as on the characterization of the lateral variation of the ocean-continent transition.

The Galicia continental margin is classified as a magma-poor rift margin. Margins of this type have two common features, namely: 1) The conjugate margin pairs are asymmetric, one of them showing a wider zone of extreme crustal thinning, as underlined by sub-horizontal seismic reflections; (2) Between the thinned continental crust and the normal oceanic crust, there is an area whose basement is composed of serpentinized mantle. The structure of the Galicia continental margin is extremely complex, since its formation involves several rifting episodes, and a later partial tectonic inversion. In addition, the vicinity of a ridge triple junction produces a change in the orientation of the main structures. This continental margin has been widely studied since the 70's. However, most studies have focused on the western part, and there is a significant lack of information on the north and northwestern flanks. This fact, along with its great structural complexity, has resulted in the absence of a previous geodynamic model integrating all the processes observed. Some aspects, such as the transition between the western margin (extensive) and the northern margin (compressive), and the way the tectonic inversion develops, have barely been addressed previously by the scientific community.

In the present study, the combining and integration of the new geophysical data have made it possible to address two important aspects:

- The characterization of the Moho geometry and the architecture of the basement and sedimentary filling, through the analysis of 2D multichannel seismic reflection profiles, Bouguer anomaly spectral analysis and filtering, and 2+3/4D gravity modeling.
- The morphostructural characterization, through the integration of high-resolution multibeam bathymetry and seismic data analysis (2D multichannel seismic reflection profiles and ultra-high resolution TOPAS profiles).

The results obtained have significantly enriched our knowledge:

- Confirmation that the general structure of the region of submarine banks and marginal platforms northwest of Galicia consists of a series of fault-bounded basement blocks generated during the Mesozoic rifting. These structures were heterogeneously reversed during the Cenozoic compression. Structural mapping of the margin enabled the identification and characterization of four structural families with complex deformation stories, reflecting the stress regime changes throughout their evolution. The main structural directions are: 1) NNW-SSE to N-S, acting as normal faults during the rifting west of Galicia, reactivated in the Cenozoic as left-lateral strike-slip faults; (2) NE-SW to NNE-SSW, strike-slip, transfer and normal faults during the rifting, reactivated and reversed during the Cenozoic compression; (3) NW-SE, right-lateral strike-slip faults during the Cretaceous rifting and the Cenozoic compression; (4) ENE-WSW to E-W, normal rift faults to the North of Iberia reversed during the Cenozoic compression, though some are new Cenozoic compressive structures. The main structural direction changes south and north of latitude  $42^{\circ} 40' \text{ N}$ . To the south, NNW-SSE to N-S is the main direction, while NE-SW to NNE-SSW and ENE-WSW to E-W are the main directions to the north. This has been related to the proximity to the ridge triple junction, and to the reactivation and inversion of previous structures (and creation of new ones) during the Cenozoic. In the transition from the western margin to the northern one, the NNE-SSW structures play a dominant role, as they would act as transfer faults during the rifting, allowing the rotation of the main structures and margin segmentation.

- Identification of major evidence of intense compressive deformation during the Cenozoic. Noteworthy here would be the: 1) Compression and elevation of the oceanic crust; 2) thickening of the continental crust, previously thinned during the rifting; and 3) disappearance of the exhumed lithospheric mantle area on the northwest margin.
- Characterization of the ocean-continent transition. This transition is progressive in the western margin, with extreme continental crustal thinning and an area of lithospheric mantle exhumation. Northwards, the tectonic inversion of the margin increases gradually and this transition zone narrows, disappearing north of 43° N. Margin inversion is favored by the presence of the detachment which, during rifting, lead to mantle exhumation. On the northwest and northern margin, an abrupt contact between continental and oceanic crusts has been modeled as a large thrust fault without any area of lithospheric mantle exhumation, which may have disappeared due to underthrusting.
- The analysis of the deep structure and tectonic deformation of the margin has made it possible to undertake a detailed mapping of the different lithospheric domains (normal continental lithosphere, thinned continental lithosphere and oceanic lithosphere). Above it have been added maps of different deformation domains related to the rifting process (necking domain, hyperextension and lithospheric mantle exhumation domain) and of the intense compressive deformation domain, overlapping the earlier ones.

The integration of all these results from the present study has produced a conceptual model for the initiation of the tectonic inversion of a magma-poor rift margin. Finally, a framework for the geodynamic evolution of the Galicia margin has been constructed, comprising three stages: A) an Early stage comprising the end of rifting and oceanic drift in the Bay of Biscay (Santonian); (B) an Intermediate stage with the beginning of tectonic inversion in the north Iberia margin (Campanian-Paleocene); (C) a Final stage of compressive deformation of the oceanic crust (Eocene-Oligocene).

# Capítulo 1

## Interés y objetivos de la investigación

El Gobierno de España, ratificó los acuerdos de la Convención de las Naciones Unidas sobre el Derecho del Mar de 1982 (Montego Bay), que hacen responsables a los estados ribereños en la caracterización de los fondos marinos y el subsuelo en su Zona Económica Exclusiva. Como consecuencia de la adhesión a esta Convención, en 1983 se promulgó la Orden Ministerial Comunicada 55/94, del Ministerio de Defensa, de 30 de Mayo de 1994, para sus efectos en nuestro territorio. En ella se dice que, ‘con el fin explorar, explotar, conservar y administrar los recursos existentes en la Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE) de forma eficaz y sin deterioro para el medio ambiente, es necesario un esfuerzo cartográfico y de investigación oceanográfica que contemple los intereses de la Defensa Nacional, Administraciones Públicas y Comunidad Científica’. Desde ese momento y hasta la actualidad, se han venido desarrollando campañas anuales del Proyecto ZEEE, bajo la dirección alternativa del Real Instituto y Observatorio de la Marina (ROA) y del Instituto Hidrográfico de la Marina (IHM), con campañas a bordo del B.I.O. Hespérides y la participación continuada de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), el Instituto Español de Oceanografía (IEO) y el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), así como la participación esporádica de otras instituciones científicas. Como participantes desde un principio en el proyecto, hemos dispuesto de una importante base de información científica de la zona a la que se refiere esta Tesis doctoral y, fieles al espíritu que dio origen al proyecto, la hemos utilizado como punto de arranque de la investigación que aquí se presenta.

Desde un punto de vista científico, el estudio geológico y geofísico de los márgenes continentales es fundamental, tanto para conocer la estructura y dinámica de su propia evolución, como para entender en su conjunto la dinámica de placas tectónicas. El margen continental de Galicia es además un caso extremadamente complejo, ya que se formó en las proximidades de un punto triple de *rift*, con el consecuente cambio de orientación de las estructuras tectónicas principales, y además ha sido parcialmente invertido hacia su extremo norte durante una etapa compresiva más reciente. A todo ello, se debe añadir la incidencia directa que este tipo de investigaciones tiene en el ámbito de los riesgos geológicos, así como en el de los recursos naturales. A pesar de que este margen continental ha acaparado mucha la atención desde la década de los '70, y de que en él se han llevado a cabo gran cantidad de prospecciones sísmicas y varios sondeos profundos, la mayoría de los trabajos han tenido como objetivo principal el estudio de la estructura y los procesos extensivos que dieron lugar al margen oeste de Iberia, incluyendo el sector de Galicia al norte. Pero se ha dejado bastante de lado el estudio de la transición hacia el margen norte de Iberia, que se produce igualmente en el sector gallego, así como la deformación compresiva que lo afecta, y en la literatura existente son escasos los trabajos que abordan estos aspectos del margen continental de Galicia.

Desde un punto de vista metodológico, los estudios geológicos y geofísicos de zonas oceánicas utilizan en la actualidad una gran variedad de técnicas, siendo las más frecuentes la batimetría multihaz, los métodos sísmicos de refracción/reflexión de gran ángulo y de reflexión vertical con fuentes de energía controladas, la gravimetría y el geomagnetismo. En esta investigación, se ha utilizado la nueva información batimétrica, gravimétrica y sísmica de reflexión de alta resolución TOPAS, obtenida de forma sistemática en el entorno del margen continental de Galicia, den-

tro del citado Plan ZEEE, así como información sísmica de reflexión procedente de los proyectos *Determinación y valoración de los riesgos geoambientales en el área de hundimiento del Prestige* (ERGAP, VEM2003-200993-CO3) y *Exploración da morfoestructura singular da marxen continental occidental de Galicia coñecida como O Gran Burato* (BURATO4242, financiado por el convenio de colaboración entre la Consellería de Economía e Industria de la Xunta de Galicia y la Universidad de Vigo). Igualmente, con el fin de ampliar el área geográfica de investigación, se ha utilizado la información de numerosos estudios previos desarrollados por otros autores, de carácter tanto local como regional. Consideramos que la integración y análisis conjunto de toda esta información constituye un documento de gran utilidad para futuras investigaciones sobre el Océano Atlántico Nororiental, así como sobre la estructura y evolución de los márgenes continentales denominados de *rift* pobre en magma en general, y sobre la estructura y evolución del margen continental de Galicia en concreto.

El objetivo principal de esta investigación es definir la estructura cortical del margen continental noroeste de Iberia, mediante la integración de datos geológicos y geofísicos marinos, y conseguir una visión completa de los procesos dinámicos y estructurales que afectan la región de estudio. Para esto, es preciso realizar e integrar estudios regionales y locales. Dependiendo de las técnicas de investigación empleadas, deberemos trabajar a una escala u otra. Los datos de campos potenciales (en este caso, datos gravimétricos) permiten el desarrollo de estudios a escala regional y local, mientras que el manejo de datos batimétricos multihaz permiten realizar estudios a escala local y de detalle. Los datos sísmicos de los que hemos dispuesto sirven de apoyo tanto para los estudios de escala regional, como para la caracterización de algunos rasgos de escala local.

Para el desarrollo de la investigación, ha sido necesario fragmentarla en varios objetivos parciales. Estos, en su conjunto, permiten alcanzar el objetivo principal propuesto. Básicamente, los objetivos que se han abordado individualmente son:

1. Sintetizar la información previa disponible sobre la geología regional de la zona de estudio, así como sobre los principales modelos geodinámicos de origen y evolución del margen de Galicia.
2. Analizar la estructura profunda del margen continental mediante el uso de datos gravimétricos, con el apoyo de la información sísmica disponible, para la identificación de variaciones regionales de densidad y su distribución en profundidad. Se distinguirán las anomalías profundas de escala regional de las locales, intentando relacionar éstas últimas con cuerpos y estructuras geológicas conocidas en el margen.
3. Analizar la morfoestructura del margen continental de Galicia por medio de la elaboración de mapas batimétricos y morfotectónicos, con el apoyo de la información sísmica.
4. Establecer relaciones entre las estructuras profundas y la morfología que se observa en superficie del fondo oceánico, diferenciando los rasgos relacionados con procesos tectónicos de los de origen sedimentario y erosivo.
5. Discutir los resultados obtenidos y explicarlos dentro de un marco de evolución geodinámica de la zona.

## 1.1. Estructura de la Memoria de Tesis

La memoria que refleja los trabajos realizados y los resultados obtenidos a lo largo de la realización de esta Tesis Doctoral, se ha organizado en ocho capítulos. Siendo éste el primer capítulo, a continuación se describe brevemente el contenido del resto de ellos:

- Capítulo 2: *Contexto geológico y antecedentes*. En este capítulo se hace un repaso al estado de conocimiento de los márgenes continentales denominados de *rift* pobre en magma en general y del margen continental de Galicia en particular.
- Capítulo 3: *Metodología y Técnicas*. Se expone brevemente la motivación de esta investigación y se explican las técnicas experimentales empleadas en el desarrollo de este trabajo.

- Capítulo 4: *Desarrollo Experimental*. En este capítulo se detalla el proceso seguido para la adquisición y el procesamiento de los datos que se utilizan en esta investigación.
- Capítulo 5: *Resultados e interpretación*. Se exponen los resultados obtenidos tras el procesamiento de los nuevos datos de campo gravimétrico, sísmica de reflexión y de batimetría multihaz de que se dispone, realizando una interpretación de la estructura profunda y superficial del margen a partir de ellos.
- Capítulo 6: *Discusión*. Una vez analizados los datos de que se dispone, se discuten aquí los resultados y las interpretaciones realizadas, analizando la relación entre la estructura profunda del margen y las observaciones hechas sobre la morfología del fondo. Estas interpretaciones son contrastadas con los resultados obtenidos por otros autores en trabajos previos en la zona de estudio. Además, se desarrolla un modelo conceptual sobre el inicio de la inversión tectónica de los márgenes continentales de *rift* pobre en magma y se plantea un modelo sobre la evolución geodinámica del margen continental de Galicia.
- Capítulo 7: *Conclusiones*. Llegados a este punto, se exponen brevemente las conclusiones principales y aportaciones obtenidas de esta investigación.



## Capítulo 2

# Contexto geológico y antecedentes

En este capítulo se sintetiza el conocimiento que se tiene hasta la actualidad sobre la geología, geofísica y geodinámica del margen continental del oeste de Iberia y, más concretamente, del margen gallego.

Inicialmente, se explicarán de forma general las características de los márgenes de *rift* pobre en magma, ya que el margen continental de Galicia se clasifica tradicionalmente dentro de este grupo. Posteriormente, se detallarán las características y el estado del conocimiento del área de estudio. La comprensión de la geología de la región es fundamental para garantizar que los supuestos de los que se ha partido en los análisis geofísicos y morfotectónicos realizados, así como las interpretaciones llevadas a cabo a partir de éstos, cuentan con el mayor sentido geológico posible.

La síntesis sobre la evolución geodinámica de la zona permite que los resultados de este trabajo se puedan discutir a escala regional, para poder aportar ideas nuevas o modificar las existentes. A pesar de que el margen de Galicia, por sus especiales características, es uno de los márgenes continentales de *rift* pobre en magma más estudiados en el planeta durante las últimas décadas, aún sigue habiendo controversia en la explicación de algunos de sus rasgos más significativos, y se desconoce su estructura en profundidad, especialmente en la zona septentrional.

## 2.1. Los márgenes continentales de *rift* pobre en magma

### 2.1.1. Tipos de márgenes continentales

Los márgenes continentales son las zonas de transición entre un continente y la cuenca oceánica adyacente a éste. Generalmente incluyen una plataforma continental, un talud y una suave pendiente que conecta el pie del talud con la llanura abisal (emersión continental). También se definen como el fondo oceánico que va desde la línea de costa de un continente hasta la llanura abisal. Según la Convención de las Naciones Unidas sobre la Ley del Mar (Preámbulo, Parte VI, Art. 76, Punto 3), “el margen continental comprende la prolongación sumergida de la masa continental del Estado ribereño y está constituido por el lecho y el subsuelo de la plataforma, el talud y la emersión continental. No comprende el fondo oceánico profundo con sus cordilleras oceánicas y sus subsuelos”.

En los márgenes continentales denominados *activos*, o de tipo *Pacífico*, hay una coincidencia entre la transición de litosfera continental a litosfera oceánica y el límite de placas. Se caracterizan por una elevada actividad sísmica y volcánica. En cambio, en los márgenes continentales denominados *pasivos*, o de tipo *Atlántico*, el tránsito entre litosfera continental y oceánica no coincide con un límite de placas litosféricas, sino que la litosfera continental y la oceánica forman parte de la misma placa. Los márgenes pasivos se caracterizan por una falta de actividad sísmica y volcánica en la actualidad. Según las características del margen *pasivo*, y especialmente por la actividad volcánica del proceso de *rift* continental originario, clásicamente se ha distinguido entre *márgenes de rift volcánico* (de elevadas tasas de extensión) y *márgenes de rift no volcánico* (de tasas de extensión lentas). Esta terminología pueden llevar a confusión, ya que los márgenes considerados de *rift* no volcánico también tienen cierto magmatismo asociado (Mutter, 1993; Franke, 2012) [222, 121]. Por eso, en la actualidad es más frecuente utilizar una clasificación que distingue entre *márgenes de*

*rift rico en magma y márgenes de rift pobre en magma* (Reston, 2009; Peron-Pinvidic *et al.*, 2013) [253, 237]. La duración del episodio magmático sintectónico varía típicamente entre los 5 y los 35 Ma, y comúnmente representa una parte significativa de la historia del *rift* tanto en sistemas de *rift* de larga como de corta duración (White *et al.*, 1987; White y McKenzie, 1989; White, 1992) [321, 319, 318].

En la mayoría de los márgenes continentales de *rift*, tanto antiguos como modernos, es común encontrar episodios magmáticos antiguos a menudo voluminosos, prolongados y ampliamente distribuidos, lo que lleva a su clasificación como márgenes de *rift* rico en magma (Figura 2.1, B), en los que la litosfera es muy delgada y la fusión parcial de peridotitas, como resultado de la descompresión adiabática, es suficientemente eficiente como para acomodar la divergencia de placas. Las características comunes de los márgenes de *rift* rico en magma incluyen la presencia frecuente de rocas extrusivas e intrusivas distribuidas en toda la región de corteza continental estirada, velocidad sísmica anormalmente elevada indicativa de la presencia de rocas básicas adosadas a la base de la corteza continental adelgazada (*underplating*), la presencia de reflectores sísmicos que buzcan hacia el mar y que indican gruesas secuencias de flujos de lava en la superficie en la zona de transición continente-océano, y una corteza oceánica anormalmente gruesa junto al margen. Por el contrario, en los márgenes de *rift* pobre en magma donde la tectónica extensiva tiene un rol importante (en algunos casos exclusivo) en la acomodación de la divergencia de placas, no se encuentran secuencias de reflectores sísmicos que bucen hacia el mar ni capas de alta velocidad, las rocas magmáticas sintectónicas son raras y con un volumen comparativamente mucho menor, y la corteza oceánica más antigua adyacente al margen suele ser anómalamente delgada (de unos 5 km de espesor) (Figura 2.1, A). Algunos márgenes de *rift* pobre en magma se caracterizan también por presentar una zona de transición continente-océano con una amplia región de manto subcontinental exhumado (Beslier *et al.*, 1993; Chian *et al.*, 1995, 1999) [22, 76, 75]. Los márgenes continentales pasivos de *rift* pobre en magma son relativamente raros en comparación con los de *rift* rico en magma, y la falta de producción de fundidos en estos márgenes sigue siendo enigmática. Se especula que este tipo de márgenes de *rift* constituye sólo alrededor del 30 % de los márgenes continentales del Océano Atlántico (Sayers *et al.*, 2001) [270]. Se han identificado como márgenes pasivos de *rift* pobre en magma los siguientes: el margen oeste de Iberia (Boillot y Winterer, 1988; Whitmarsh y Sawyer, 1996; ODP Leg 173 Shipboard Scientific Party, 1998) [43, 329, 224], el margen de Terranova (Reid, 1994) [251], la mayor parte de los márgenes conjugados del Mar de Labrador (Chian y Loudon, 1994; Chian *et al.*, 1995) [74, 72], el margen sureste de Australia (Finlanson *et al.*, 1999) [120] y los remanentes de los márgenes de Liguria-Piemonte del antiguo océano mesozoico Tethys, actualmente expuesto en los Alpes (Manatschal, 2004) [186].

Las diferencias entre los márgenes continentales de *rift* rico en magma y los de *rift* pobre en magma se suelen atribuir a:

- Diferencias en la temperatura del manto (Bown y White, 1995) [49].
- Diferencias en el estilo estructural y, en particular, a la presencia o ausencia de fallas de tipo *detachment* de escala litosférica (Lister *et al.*, 1986) [173].
- Diferencias en la energía y la escala de la convección mantélica bajo el eje del *rift* (Hopper *et al.*, 1992) [139].
- Procesos intraplaca controlados por la estructura reológica de la litosfera previa a la extensión (Bowling y Harry, 2001) [48].

Durante los últimos años se tiende a pensar que las diferencias entre ambos tipos de márgenes continentales pasivos, en cuanto a tasas de extensión y cantidad de material fundido, se deben a la presencia de una pluma mantélica en el caso de los márgenes rico en magma, que actuaría como una fuente adicional de calor (Smallwood y White, 2002) [282], lo que estaría más en consonancia con la idea de Bown y White (1995) [49].

Bowling y Harry (2001) [48] llaman la atención sobre el hecho de que los márgenes continentales de *rift* pobre en magma de Iberia, los grandes bancos canadienses y el sur de Gran Bretaña, se produzcan dentro de los cinturones orogénicos varisco, caledónico y acádico, o cerca de los límites entre estos cinturones orogénicos, no habiéndose identificado márgenes de *rift* pobre en magma cerca de un límite que separe basamento fanerozoico de basamento precámbrico, lo que supondría



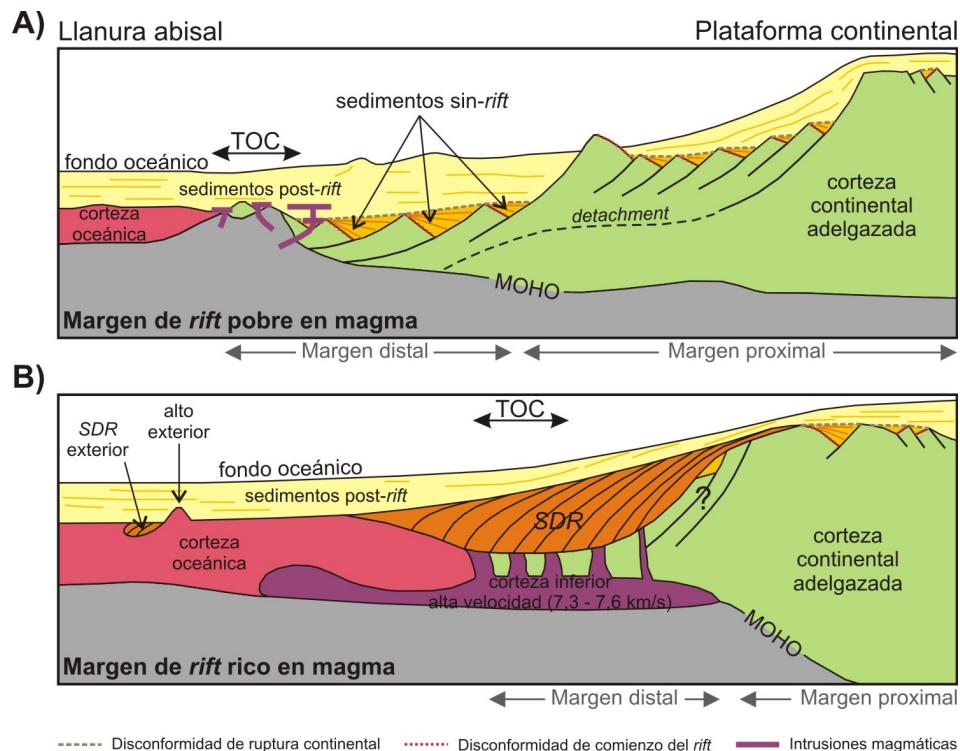


Figura 2.1: Esquema de los dos tipos fundamentales de márgenes continentales pasivos. A) El margen de *rift* pobre en magma se define por presentar, en la parte proximal, un área ancha de corteza continental adelgazada donde la corteza superior está deformada por fallas lítricas que pueden converger en una superficie de *detachment*. En la parte distal, la fracturación puede cortar toda la corteza dando lugar a una superficie de *detachment* en la Moho. Mar adentro, puede haber alóctonos extensionales sobre el manto exhumado antes de llegar a la zona donde se localiza una corteza oceánica relativamente delgada. B) Los márgenes de *rift* rico en magma muestran un dominio proximal relativamente estrecho, con un adelgazamiento cortical considerable en una distancia corta. Se observan niveles gruesos de flujos volcánicos sin-*rift* que se manifiestan en los perfiles sísmicos como reflectores que buzan hacia el océano (*SDR*, *seaward dipping reflectors*), y una zona ancha de corteza inferior de alta velocidad. La corteza oceánica es comparativamente más gruesa que en el otro caso, especialmente cerca de la transición continente-océano (TOC). Modificada de Franke (2012) [121].

una heterogeneidad suficiente en la corteza como para que se diese un proceso de *rift* rico en magma incluso con temperaturas del manto no demasiado elevadas. En el caso de los márgenes conjugados de Iberia y Terranova, el hecho de que se haya encontrado un basamento continental con una secuencia paleozoica que se considera prolongación de la Zona de Ossa-Morena (zona externa del Orógeno Varisco) en el sector más septentrional del margen de Iberia (banco de Galicia) (Mamet *et al.*, 1991) [185], y rocas paleozoicas no deformadas en su región conjugada en Terranova (Flemish Cap) (Masson y Miles, 1984; King *et al.*, 1986) [195, 151], indica que esta última región estaría situada fuera del cinturón varisco y que la apertura continental entre Terranova e Iberia siguió más o menos el frente del orógeno (Capdevila y Mougenot, 1988) [61], algo que ya intuían Lefort y Haworth (1979) [171].

En los márgenes conjugados de *rift* pobre en magma estudiados en el Océano Atlántico Norte se distinguen los siguientes rasgos comunes (Louden y Chian, 1999) [179]:

1. Los estadios finales del proceso de *rift* y rotura continental parecen asimétricos, teniendo uno de los márgenes conjugados una zona más ancha de corteza muy adelgazada, normalmente subrayada por un reflector sísmico subhorizontal.
2. Entre la zona de corteza continental adelgazada y la primera corteza oceánica normal, se encuentra una zona de basamento transicional. En comparación con la corteza oceánica normal, en esta zona se encuentra una corteza más delgada y con una velocidad de ondas

sísmicas menor en la parte superior del basamento, que tiene por debajo una capa de alta velocidad. Suele haber cambios en la morfología y profundidad del basamento a lo largo de esta transición, encontrándose más plano y profundo hacia tierra y con elevaciones e irregularidades mar adentro. Aunque esta zona suele estar compuesta por manto serpentizado, puede incluir cantidades menores de fundidos, y en ella no se suelen encontrar reflexiones procedentes de la Moho, que no aparece con claridad hasta la zona de corteza oceánica normal.

Las investigaciones que se han llevado a cabo en los márgenes pasivos se han centrado sobre todo en el estudio de su formación y evolución, analizando procesos asociados como son la subsidencia y la ruptura litosférica, y en la determinación de la estructura de la corteza para definir dónde y cómo se produce la transición entre el dominio continental y el oceánico.

Durante los últimos años, este tipo de márgenes han comenzado a denominarse también *márgenes continentales hipereextendidos*. La hiperextensión es definida como el estiramiento de la corteza de tal modo que la corteza superior e inferior se deforman de manera acoplada y frágil, permitiendo la penetración de fallas de primer orden en el manto, lo que lleva a la hidratación (serpentinización) de la parte más superior del manto (Doré y Lundin, 2013) [100]. Ese manto exhumado y alterado es frágil, y puede focalizar la deformación compresiva durante la inversión tectónica (Lundin y Doré, 2011) [181].

### 2.1.2. Modelos de extensión litosférica

Muchos autores han propuesto diferentes modelos para la extensión y la apertura de la litosfera continental, tanto geométricos como cinemáticos (Carbonell, 1997) [67], y en lo referente a los márgenes continentales de *rift* pobre en magma, la mayoría de los modelos se basan en observaciones realizadas sobre el margen occidental de Iberia y en su margen conjugado en Terranova. Estos modelos incluyen fracturación secuencial, diferentes fases de fracturación, la actuación de múltiples *detachment* e incluso el colapso gravitacional del margen sobre un manto exhumado.

Uno de los primeros modelos, el de McKenzie (1978) [203], se basa en el proceso de cizalla pura, con deformación frágil de la corteza superior y deformación dúctil de la corteza inferior y manto superior (Figura 2.2, A); en este modelo, tanto el adelgazamiento cortical y litosférico, como la subsidencia, están relacionados por un único término, el factor de estiramiento ( $\beta$ ), y fue propuesto para el margen oeste de Galicia por Le Pichon y Sibuet (1981) [169]. Un caso diferente es el modelo de cizalla simple (Wernicke, 1985; Lister *et al.*, 1986) [314, 173], en el que la extensión se da a lo largo de fallas de bajo ángulo tipo *detachment*, que penetran a través de la corteza y posiblemente en el manto litosférico, desfasando lateralmente la zona de máximo adelgazamiento de la capa superior frágil respecto de la de la capa inferior dúctil (Figura 2.2, B); esto daría como resultado márgenes conjugados asimétricos como el del oeste de Iberia y el de Terranova (Boillot *et al.*, 1979, 1988) [42, 38]. En la mayor parte de los márgenes se observa que la parte frágil de la litosfera (corteza superior/media) se deforma por cizalla simple, mientras que la parte dúctil (corteza inferior/manto litosférico) se deforma por cizalla pura. Este hecho ha permitido a diferentes autores elaborar una serie de modelos intermedios, como el de delaminación (Lister *et al.*, 1991; Le Pichon y Barbier, 1987) [166, 174] (Figura 2.2, C).

Boillot y Froitzheim (2001) [37], como continuación de los trabajos de Beslier y Brun (1991) y Brun y Beslier (1996) [24, 52], proponen que la configuración de la litosfera inicial sea de seis capas, tres frágiles y tres dúctiles, intercaladas. Según esta estructura reológica, el proceso de *rift* evolucionaría en dos etapas:

1. La etapa de *boudinage*, controlada por la deformación de las capas frágiles, incluyendo la corteza superior, parte de la corteza inferior y la capa más superior del manto. Supone una geometría de cizalla pura.
2. La etapa de falla de tipo *detachment*, que precede y permite la rotura continental y el desmantelamiento tectónico de la corteza inferior y las rocas del manto. Esta etapa estaría gobernada por una geometría de cizalla simple.

De acuerdo con este modelo, el proceso de *rift* comienza con una fase de *boudinage* simétrico generalizado (cizalla pura) y continúa con el desarrollo de un proceso de *detachment*, simétrico o

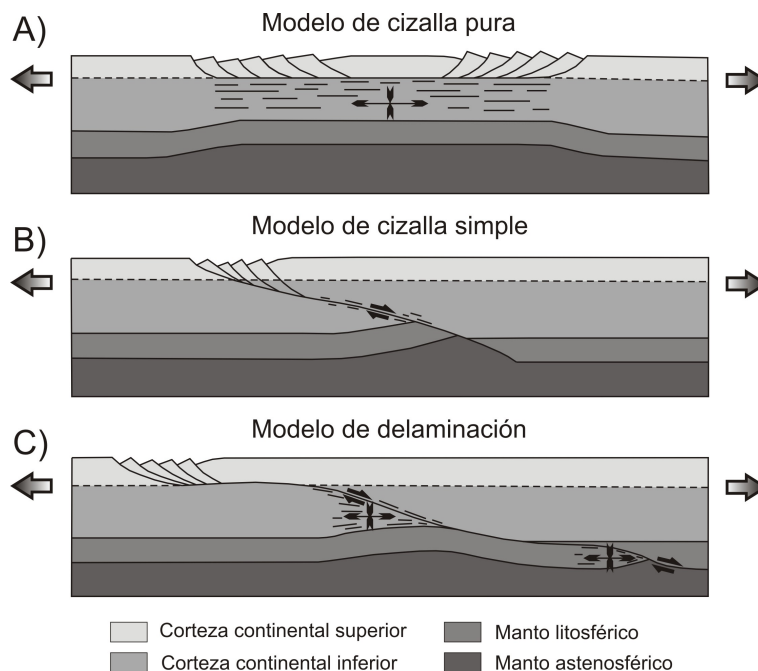


Figura 2.2: Esquema donde se muestran algunos de los modelos propuestos para explicar la extensión de la litosfera continental. A) Modelo de cizalla pura. B) Modelo de cizalla simple o modelo de Wernicke. C) Sistema de bloques basculados junto a un límite de desgarre por el cual se produce la deformación dúctil, combinación de los anteriores. Modificada de Lister *et al.* (1986) [173].

asimétrico (cizalla simple), que daría al margen su configuración final, dependiendo de la partición de movimiento entre las dos familias de fallas desarrolladas durante esta última etapa: el estiramiento final puede estar acomodado tanto por una distribución equitativa del movimiento entre ambas familias de estructuras (márgenes conjugados simétricos), como por movimiento de una de las dos familias que se convierte en dominante (márgenes conjugados asimétricos).

La pauta asimétrica de la apertura continental se ha relacionado en ocasiones con las tasas de extensión lentas, dada la dependencia de la temperatura que tiene la reología (Louden y Chian, 1999) [179]. La idea básica sería que las tasas de extensión bajas permiten que el manto superior se enfríe y se vuelva más resistente a la deformación; esto puede limitar la cantidad de extensión (England, 1983) [105] o hacer que la deformación se desplace lateralmente hacia un área adyacente no deformada, ensanchando así la zona de *rift* (Kusznir y Park, 1987) [159]. Este efecto también puede estar influenciado por el espesor inicial, las condiciones térmicas y la inestabilidad mecánica de la litosfera (Buck, 1991; Bassi, 1995) [54, 18]. La historia del proceso de *rift* particular de cada margen pasivo también tiene que ver con su configuración final (Louden y Chian, 1999) [179]; por ejemplo, Tett y Sawyer (1996) [297] interpretaron que la asimetría de los márgenes de *rift* podía estar debida a la existencia de varios periodos de extensión, como los que se sucedieron en el margen oeste de Galicia.

En contraposición a los que involucran *detachment* de gran escala, con los problemas mecánicos que implican, y que tanto se han discutido en la literatura, Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) [246] ofrecen un modelo de adelgazamiento cortical y formación de márgenes pasivos conjugados asimétricos basado en una fracturación secuencial de tipo Anderson (Figura 2.3). Durante el proceso de fracturación secuencial, al progresar el adelgazamiento cortical, la corteza continental inferior acabaría entrando también en régimen frágil y terminaría por ser exhumada también por este proceso.

Estudios recientes muestran una elevada complejidad en la fracturación y deformación interna en los bloques de falla que hace pensar que el origen de este tipo de márgenes continentales puede estar relacionado con la actuación de varios de los procesos antes descritos, incluyendo varias fases de fracturación además de algo de deformación interna y un colapso gravitacional final (Reston *et al.*, 2015 [254]).

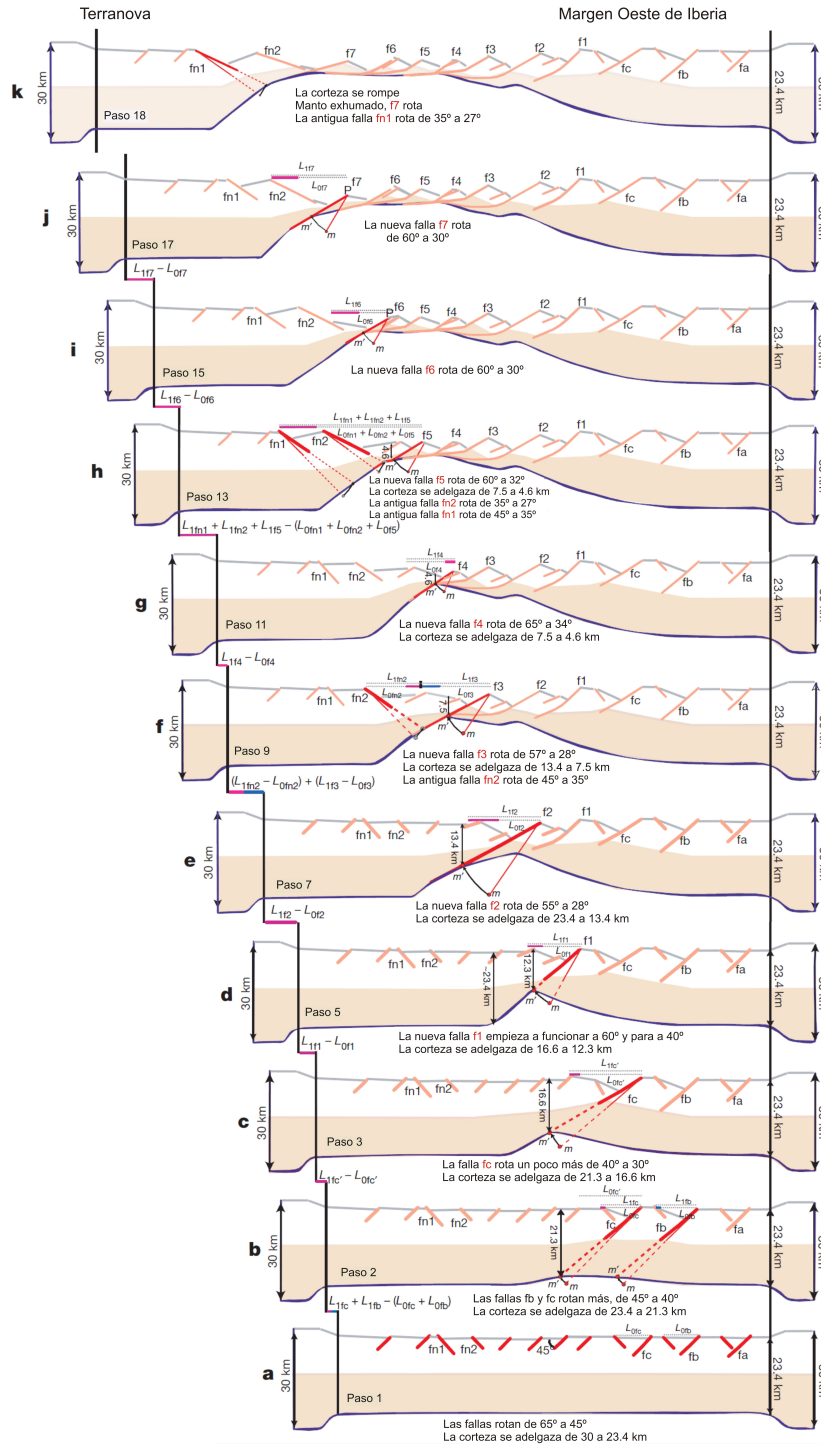


Figura 2.3: Selección de pasos del corte compensado del modelo cinemático de fracturación propuesto por Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) para el desarrollo del adelgazamiento cortical y la asimetría de los márgenes. Los modelos se han fijado en el lado derecho. Las líneas rojas marcan la geometría inicial de las fallas. Las flechas negras verticales a la derecha de las fallas indican espesores de la corteza. La línea azul oscuro marca la Moho. Las líneas rojas de puntos marcan la proyección de fallas a través de la corteza dúctil. La actividad y rotación de las fallas en **a-c** se basa en cuencas de *rift*, y en **d-k** en medidas en la línea sísmica IAM11. El tono anaranjado pálido indica la corteza inferior petrológica, que pasa de ser dúctil (**a-c**) a progresivamente más frágil en el centro de la cuenca (**d-k**). En cada paso, la extensión horizontal iguala a la extensión por las fallas activas (indicada por las líneas horizontales rosa y azul).  $L_{0fi}$  y  $L_{1fi}$  son las longitudes horizontales de un bloque de falla antes y después de la extensión de la falla  $f_i$  ( $i = a, b, c, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, n1, n2$ ).  $L_{0fc}$  y  $L_{1fc}$  son las longitudes del bloque de techo de la falla  $f_c$  antes y después del movimiento de la falla entre los pasos 2 y 3. Modificado de Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) [246].

### 2.1.3. La zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica y el límite continente-océano

Los modelos más antiguos de extensión y apertura continental, tanto de cizalla pura como de cizalla simple, proponen típicamente una transición más o menos abrupta para el contacto entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica, lo que se conoce generalmente como el límite continente-océano. Durante las tres últimas décadas, los estudios sísmicos y los sondeos realizados en numerosos márgenes pasivos, parecen indicar que este contacto no es necesariamente abrupto, sino que se caracteriza por una zona de afinidad cortical incierta y anchura variable (entre las pocas decenas y más de un centenar de kilómetros), entre la corteza continental adelgazada y la corteza oceánica normal, y que se ha denominado zona de transición continente-océano (Figura 2.1).

De todos los márgenes continentales de *rift* pobre en magma, es posible que el más estudiado sea el del oeste de Iberia. Aún así, la naturaleza de su zona de transición continente-océano sigue siendo motivo de controversia. El margen pasivo del oeste de Iberia, así como probablemente muchos otros márgenes de *rift* pobre en magma del planeta, está bordeado por una zona de basamento transicional que constituye un cinturón continuo de peridotita serpentizada y, localmente, gabro; este suelo oceánico ultramáfico culmina, al oeste de Iberia, en lo que se denomina cresta de peridotitas, un alto estructural del basamento, parcialmente enterrado por sedimentos postectónicos en su lado este, de 10-12 km de ancho y unos 2-3 km de altura (Mauffret y Montadert, 1978; Boillot *et al.*, 1978, 1988; Beslier *et al.*, 1990, 1993) [200, 45, 34, 38, 46, 26, 22]. No obstante, el fondo oceánico ultramáfico es más ancho que la cresta de peridotitas, con más de 100 km de anchura en la llanura abisal de Iberia (Beslier *et al.*, 1996; Whitmarsh y Sawyer, 1996; Manatschal *et al.*, 2001; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001) [25, 329, 188, 234].

Ninguna de las tres hipótesis mayoritarias propuestas hasta el momento explica satisfactoriamente todas las observaciones geológicas y geofísicas realizadas en la región de transición entre la corteza continental y la corteza oceánica normal (Whitmarsh *et al.*, 2001) [327]. Estas tres hipótesis son las siguientes:

1. La zona de transición continente-océano es litosfera continental extremadamente estirada. El modelo desarrollado por Krawczyk *et al.* (1996) [157] propone una extensión de la litosfera superior sobre un sistema de fallas de tipo *detachment* a gran escala y que buzan hacia el interior de la cuenca. Estos autores sugieren que los niveles litosféricos inferiores fueron desmantelados tectónicamente de forma progresiva como resultado de la actividad de una zona de cizalla litosférica conjugada durante el proceso de *rift*.
2. La zona de transición continente-océano es litosfera oceánica con una corteza formada por la expansión ultra-lenta del fondo oceánico (Whitmarsh y Sawyer, 1996) [329], con peridotita y gabro expuestos en el fondo oceánico debido a la fracturación extensiva (Cannat, 1993) [59].
3. La zona de transición continente-océano es corteza continental alterada tectónica y magmáticamente, con material gabroico ya sea adosado a la parte inferior de la corteza (*underplating*) o bien asociado a áreas de expansión oceánica abortadas (Whitmarsh y Miles, 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996) [324, 329].

La cizalla simple a lo largo de *detachment* litosféricos puede haber sido el proceso principal en el estiramiento y desmantelamiento del manto subcortical (Boillot *et al.*, 1987, 1989, 1995; Beslier y Brun, 1991; Brun y Beslier, 1996) [42, 41, 32, 24, 52]. La huella geofísica de estas zonas de cizalla y fallas litosféricas principales, responsables del afloramiento del manto, son reflectores sísmicos muy marcados, siendo el más famoso de ellos el reflector *S* de los márgenes gallego y armoricano (De Charpal *et al.*, 1978; Montadert *et al.*, 1979; Le Pichon y Barbier, 1987; Hoffman y Reston, 1992; Sibuet, 1992; Krawczyk y Reston, 1995; Reston *et al.*, 1996) [87, 208, 166, 138, 275, 156, 256], denominado *H* en la llanura abisal de Iberia, más al sur (Beslier *et al.*, 1995; Krawczyk *et al.*, 1996; Manatschal *et al.*, 2001) [23, 157, 188], y con una posible correspondencia con el reflector *L* identificado en el sector de Flemish Cap del margen conjugado de Terranova (Lau *et al.*, 2006) [163, 162]. La huella geológica de la cizalla tectónica y exhumación del manto subcortical es la foliación y la brechificación de la peridotita y el gabro intruído, causadas por la deformación a temperatura y presión decrecientes (Girardeau *et al.*, 1988, 1998, 1999; Kornprobst y Tabit, 1988; Beslier *et al.*, 1990, 1996; Cornen *et al.*, 1996) [128, 126, 127, 154, 26, 25, 81, 82]. Por debajo

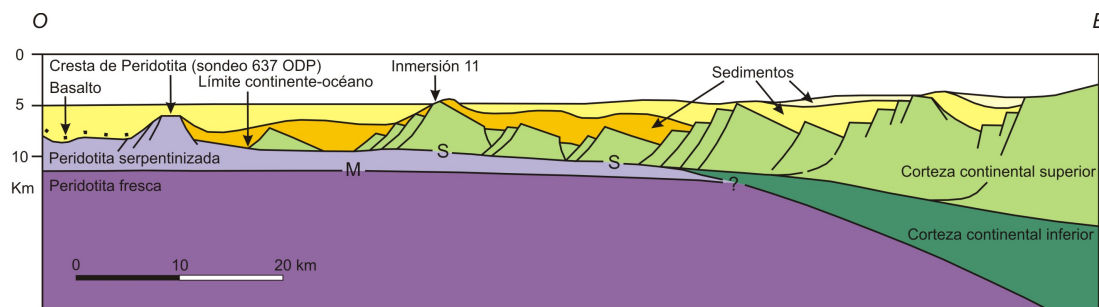


Figura 2.4: Esquema sintético E-O del margen pasivo de Galicia, coincidiendo con los sondeos 638, 639 y 641 del ODP. El límite continente-océano señalado sigue la definición propuesta por Boillot y Froitzheim (2001) [37] (ver explicación en el texto). Modificada de Boillot *et al.* (1995) [28].

de la parte más distal del margen pasivo, los *detachment* identificados por medio de reflectores sísmicos pasan a ser un contacto tectónico entre la corteza continental adelgazada del margen y las peridotitas serpentinizadas subyacentes. Consecuentemente, el límite mar adentro de la corteza continental coincide con la traza del *detachment* al intersectar con el fondo oceánico (Etheridge *et al.*, 1989) [110]. La Moho sísmica en esta zona es el límite en profundidad entre la peridotita fresca y la serpentinizada, es decir, el frente de la alteración hidrotermal.

Boillot y Froitzheim (2001) [37] consideran que, si se toma la litosfera como conjunto, la cresta de peridotitas, derivada de terrenos inicialmente localizados bajo un *rift* continental, pertenece al dominio continental y no al oceánico. El límite entre la litosfera continental y la litosfera oceánica normal estaría más lejos, mar adentro. El límite océano-continente se localizaría entonces entre la litosfera ‘estirada’ (es decir, el manto subcontinental expuesto) y la litosfera ‘nueva’ (es decir, la litosfera oceánica derivada de astenosfera enfriada). En otras palabras, la zona de transición océano-continente, compuesta por manto subcontinental, es inseparable del margen. Esto estaría apoyado además por el hecho de que la estructura de velocidad de ondas sísmicas en la transición océano-continente es diferente de la típica que se puede observar en la corteza oceánica (Dean *et al.*, 2000) [94].

En la Figura 2.4 se muestra un esquema de la estructura del límite continente-océano en el margen pasivo de Galicia, arquetipo de los márgenes de *rift* pobre en magma. Por debajo de la cresta de peridotitas, la Moho es el límite entre la peridotita ‘fresca’ y la parcialmente serpentinizada, es decir, un límite de cambio de fase mineral correspondiente a un paleofrente hidrotermal. En el lado oeste de la cresta, los bloques más profundos del margen, constituidos por corteza continental superior, descansan directamente sobre peridotita serpentinizada a través de un contacto tectónico (*detachment*), cuya imagen es el reflector sísmico S. Resulta muy complicado atribuir un origen subcontinental o suboceánico a las rocas del manto, expuestas en el fondo oceánico, a partir del análisis geoquímico de las muestras tomadas a un lado y otro del margen (Boillot y Froitzheim, 2001) [37]. Los datos de sísmica de gran ángulo pueden ser un criterio para separar la zona de transición de la de corteza oceánica (Dean *et al.*, 2000) [94]. Desafortunadamente, el método es difícil de aplicar en todas partes, y no permite una localización precisa del límite de la corteza oceánica.

Por estas razones, es probablemente más realista el localizar el límite continente-océano en referencia al límite de la corteza continental y no al límite de la transición océano-continente. La corteza continental del margen puede ser identificada sin ambigüedad usando sus características geológicas y geofísicas. Por otro lado, los dominios oceánicos pueden definirse como áreas donde no se da corteza continental, estando la corteza oceánica constituida por rocas máficas o ultramáficas derivadas bien de litosfera subcontinental, o bien de manto astenosférico. En el caso en que haya ventanas de manto o alóctonos extensivos de corteza continental a lo largo del margen (Figura 2.4), el extremo del terreno continental localizado más mar adentro puede representar el límite continente-océano.

De acuerdo con esta definición pragmática, la cresta de peridotitas que bordea el margen oeste de Iberia, y que tradicionalmente se ha tomado como el límite continente-océano según criterios sedimentológicos (Boillot *et al.*, 1988; Thommeret *et al.*, 1988) [38, 300], sería parte del océano,

como la corteza y la litosfera oceánica normal, incluso si procede de manto subcontinental. Según esta interpretación, se adoptaría la definición del límite continente-océano como la traza, en el fondo oceánico, del contacto tectónico (la falla de despegue o *detachment*) que separa la corteza continental del margen de las peridotitas serpentinizadas y los gabros exhumados en el episodio final del proceso de *rift* (Figura 2.4) (Boillot y Froitzheim, 2001) [37]. El límite corresponde a una estructura tectónica importante, activa durante la tectónica extensiva primero, y durante la pasiva después. En lugar de una zona de transición más o menos controvertida, tenemos entonces un límite lineal que resulta relativamente fácil de situar. Esta definición está de acuerdo con el concepto de rotura continental, que concierne a la corteza continental y no a la litosfera continental.

#### 2.1.4. El reflector *S* y otros reflectores inclinados en márgenes de *rift* pobre en magma

La presencia de reflectores sísmicos inclinados no se restringe a los márgenes pasivos de *rift* rico en magma. Ya se ha mencionado antes la existencia del denominado reflector *S*, un rasgo característico de los márgenes de *rift* pobre en magma del oeste de Iberia y armoricano. Además de este reflector y otros similares pero de menor entidad, también aparecen reflectores inclinados en muchas líneas sísmicas registradas en litosfera oceánica adyacente a los márgenes pasivos de *rift* pobre en magma, casi siempre buzando hacia el continente y algunas veces buzando hacia el océano (Pickup *et al.*, 1996; Masson *et al.*, 1985) [238, 196]. Estos rasgos en los márgenes de *rift* pobre en magma no pueden ser interpretados como imágenes de apilamientos volcánicos porque no hay una evidencia regional de volcanismo extensivo. Además, buzanan preferentemente hacia el continente, mientras que a lo largo de los márgenes de *rift* rico en magma los reflectores buzanan hacia el océano.

La frecuente asociación de reflectores que buzanan hacia el continente y hacia el océano, sugiere la existencia de zonas de cizalla conjugadas que han actuado simultáneamente durante la extensión tectónica de la litosfera en dorsales lentas (Cannat *et al.*, 1997; Lagabrielle *et al.*, 1998) [60, 160]. Las zonas de cizalla probablemente tienen un rol importante en el proceso de extensión oceánica que sigue a la rotura continental y, más concretamente, en las dorsales lentas, donde el magmatismo es episódico (Boillot y Froitzheim, 2001) [37].

El reflector *S* representa una reflexión prominente o un grupo de reflexiones que fue descrito por primera vez en la parte distal del margen continental del Golfo de Vizcaya por De Charpal *et al.* (1978) [87]. Se ha demostrado que este conjunto de reflectores no representa un límite intrasedimentario, ya que por encima de él se ha muestreado material de basamento (Boillot *et al.*, 1988) [34]. El reflector *S* identificado en el sector gallego del margen pasivo del oeste de Iberia ha sido interpretado como (Figura 2.5):

- (a) un marcador de la transición frágil-dúctil en la corteza continental (De Charpal *et al.*, 1978; Le Pichon y Barbier, 1987) [87, 166],
- (b) una falla normal de tipo *detachment* que penetra en toda la litosfera (Boillot *et al.*, 1989) [41] y que buza, bien hacia el este (Boillot *et al.*, 1988) [38], o bien hacia el oeste (Winterer *et al.*, 1988) [335],
- (c) una falla normal tipo *detachment* intracortical que buza hacia el este (Sibuet, 1992) [275],
- (d) una falla tipo *detachment* entre la corteza continental granodiorítica y el manto superior serpentizado (Boillot *et al.*, 1989; Chian *et al.*, 1995; Reston, 1996; Reston *et al.*, 1996; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001) [36, 72, 252, 256, 234], o
- (e) un límite mixto que represente tanto (c) como (d) (Whitmarsh *et al.*, 1996; Loudon y Chian, 1999) [330, 179].

También se ha llegado a sugerir que *S* está cortado por las fallas que limitan los bloques que tiene por encima y que, por tanto, no controla la rotura continental (Boillot *et al.*, 1989) [36], aunque esta interpretación ya está generalmente desechada. En el segmento de la llanura abisal de Iberia (margen oeste de Iberia) se han descrito más reflexiones similares al reflector *S*, los denominados reflectores *L*, *H* y *F* (Krawczyk *et al.*, 1996) [157] que posteriormente han sido en



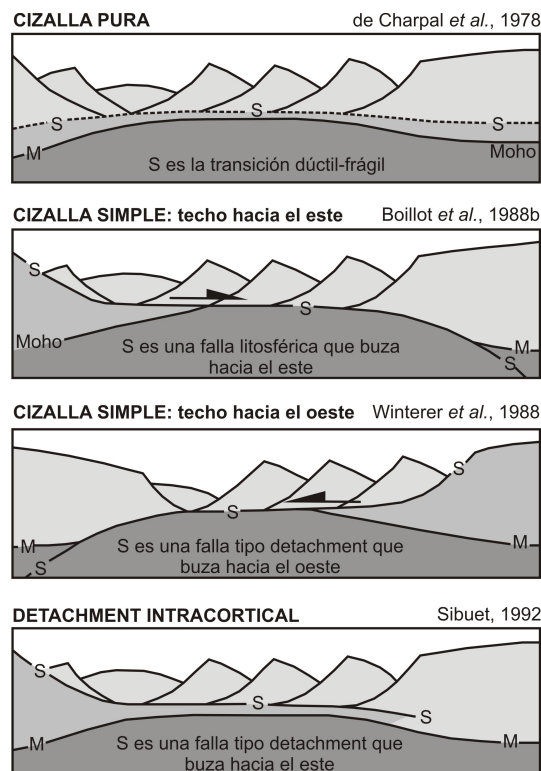


Figura 2.5: Algunos de los modelos que se han propuesto para la naturaleza del reflector *S* en el margen de Galicia. Aunque casi todos los autores han interpretado *S* como una falla tipo *detachment* de cualquier clase, no se ha alcanzado consenso sobre el rol que éste desempeña en la evolución del margen. Modificada de Reston *et al.* (1996) [256].

parte reinterpretados por Whitmarsh *et al.* (2000) [323] (*L*, *HH*, *HL* y *M*) y por Manatschal *et al.* (2001) [188]. Se ha sugerido la continuidad del reflector *S* del margen oeste de Galicia con el reflector *L* identificado en el margen conjugado de éste, en Flemish Cap (Lau *et al.*, 2006) [163, 162].

La mayoría de los autores han estado de acuerdo en que el reflector *S* representa una estructura de tipo *detachment* relacionada con el proceso de *rift*. Supuestamente sería activa justo antes de la rotura continental, actuando con ángulos de buzamiento de 20° o inferiores (Reston *et al.*, 1996) [256], y asociada a la exhumación del manto. Pero el significado dinámico de esta estructura ha seguido siendo objeto de controversia. Uno de los motivos principales de las diferentes interpretaciones es la ambigüedad de los datos cinemáticos, que en el margen oeste de Iberia dan sentidos de movimiento del bloque de techo hacia el NE, hacia el NO, hacia el SE y hacia el O, todos ellos registrando deformaciones bajo diferentes facies metamórficas, es decir, a diferentes niveles corticales (Beslier *et al.*, 1990) [26]. Así, la mayor parte de los autores han interpretado un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el oeste (Winterer *et al.*, 1988; Reston *et al.*, 1996; Manatschal y Bernoulli, 1999; Manatschal *et al.*, 2001; Sutra *et al.*, 2013) [335, 256, 187, 188, 291], y otros que el reflector *S* acomoda un movimiento del bloque de techo hacia el este (p. ej., Boillot *et al.*, 1988 [34] y Sibuet, 1992 [275]). Aún en la actualidad, y basándose en datos de muy alta resolución, la interpretación cinemática de este reflector sigue siendo muy compleja (Reston *et al.*, 2015) [254].

Ranero y Pérez-Gussinyé (2010) [246] han achacado la formación de estos reflectores de bajo ángulo a un proceso de fracturación secuencial que daría lugar a los márgenes pasivos conjugados y asimétricos (Figura 2.3); durante ese proceso de fracturación secuencial, al progresar el adelgazamiento cortical, la corteza continental inferior acabaría entrando también en régimen frágil, y se formarían reflectores de bajo ángulo por la rotación pasiva de los bloques de falla más antiguos. Se trata de un modelo relativamente sencillo pero que se apoya en datos sísmicos poco ambiguos y que explica bien las observaciones realizadas sobre estos reflectores.



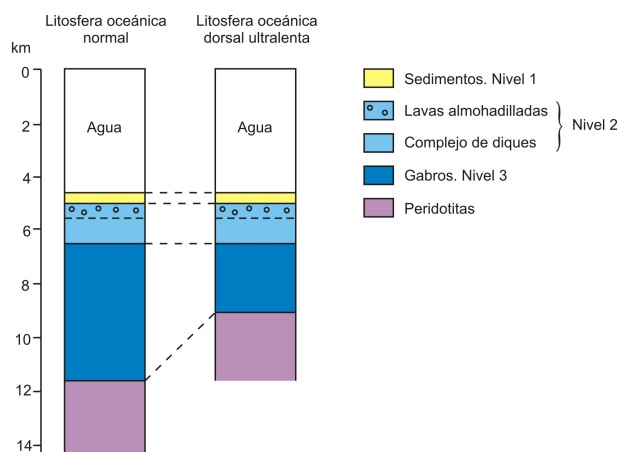


Figura 2.6: Esquema comparativo entre la columna de material que compone la litosfera oceánica normal y la correspondiente con la de una litosfera oceánica anormalmente delgada generada en una dorsal ultralenta.

### 2.1.5. La evolución del proceso de *rift* a la deriva continental

En general, se ha prestado poca atención a explicar la aparente ausencia de productos de la fusión sin-tectónica en los márgenes de *rift* pobre en magma (Harry y Bowling, 1999; Bowling y Harry, 2001; Minshull *et al.*, 2001) [134, 48, 206]. Uno de los aspectos del problema es explicar cómo evolucionan un proceso de *rift* largamente amagmático y la rotura continental, hacia una corteza oceánica que es producida principal o totalmente por el magmatismo que acompaña a la expansión oceánica (Whitmarsh *et al.*, 2001) [327].

Whitmarsh *et al.* (2001) [327] definen la expansión oceánica como un proceso simétrico respecto a un eje activo en un límite de placa constructivo (dorsal oceánica) que lleva a la formación continua de nueva corteza oceánica. La corteza oceánica es siempre reconocible por su estructura de velocidad-profundidad en dos capas, incluyendo la presencia del nivel 3 (White *et al.*, 1992) [320] (ver Figura 2.6), y a menudo por su pauta de anomalías magnéticas (causadas por bloques de magnetización normal e invertida) y por una secuencia de capas de rocas extrusivas volcánicas, diques y gabros; es sísmicamente diferente del manto infrayacente. Esta definición se sostiene incluso para las cortezas oceánicas anormalmente delgadas formadas en dorsales ultralentas (<10 mm/año de semi-tasa de extensión), que exhiben un nivel 2 volcánico normal de 1.5-2.0 km de espesor sobre un nivel 3 más delgado de lo habitual (Mutter *et al.*, 1997, 1999; Klingelhoefer *et al.*, 2000) [217, 216, 152] (Figura 2.6).

Según Pérez-Gussinyé *et al.* (2006) [231], la velocidad de extensión controlará tanto si la exhumación del manto se produce antes de que se genere fusión parcial del mismo, como la anchura de la zona de transición; para semi-tasas de extensión de <6 mm/año, la exhumación y serpentización del manto se dan antes que su fusión parcial. Las serpentinitas se generan en superficie o a muy poca profundidad, mientras que los fundidos se producen a mucha profundidad; como resultado, si parte de los fundidos quedan atrapados en el manto durante su ascenso, puede quedar expuesta una zona amplia de manto subcontinental serpentizado y exhumado, con intrusiones magmáticas aisladas, cuyo volumen aumenta hacia las zonas distales. Para las velocidades de extensión que se han observado en el margen oeste de Iberia y en otros similares como el de Liguria-Piemonte, de 10 mm/año, se ha calculado que unos 3 km de columna de fundidos debieron quedar atrapados en el manto superior para poder reproducir los espesores máximos calculados a partir de los estudios magnéticos y de sismica de gran ángulo en la zona de transición (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2006) [231]. Como la cantidad de fundido que se generaría con esa tasa de extensión sería mayor *a priori*, estos autores proponen otros factores para explicar la reducida producción de fundido, como son la presencia de un manto refractario (empobrecido), que también sería insuficiente, o bien considerar una temperatura potencial del manto de 1250°C, en lugar de la de 1300°C considerada habitualmente, de modo que la corteza oceánica normal se generaría sólo cuando una pluma de material más caliente ascendiese bajo el *rift* continental.

Bowling y Harry (2001) [48], a través del modelado por elementos finitos, propusieron un modelo

que se ajusta especialmente bien a las observaciones realizadas en la llanura abisal de Iberia y en el que, con una corteza reológicamente homogénea y una tasa de extensión moderadamente rápida (en la fase final del proceso de *rift* del margen oeste de Iberia se han calculado tasas de 22-26 mm/año (Srivastava *et al.*, 1990; Whitmarsh y Miles, 1995) [285, 324]), se genera la formación del margen continental pobre en magma, incluso con temperaturas del manto normales o ligeramente elevadas. Para ello, es necesario que el ascenso astenosférico pueda retrasarse hasta después de que se hayan focalizado los esfuerzos en la litosfera produciendo su adelgazamiento extremo; para entonces, la concentración de esfuerzos en la litosfera es tal que el proceso de *rift* progresa rápidamente dando lugar a la rotura continental, minimizando tanto la duración de la fusión durante el proceso de extensión (unos 2 Ma) como la distribución espacial de las rocas magmáticas sintectónicas, que quedan localizadas cerca del eje de *rift* activo durante los últimos estadios de la extensión.

Las últimas tendencias llevan a modelos de evolución del proceso de *rift* que implican diferentes sistemas de fallas relacionados en el tiempo y el espacio (Figura 2.7; Manatschal, 2004; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2006; Sutra *et al.*, 2015) [186, 231, 291]. Las primeras familias de fallas, cuya posición sería, al menos en parte, heredada de estructuras pre-*rift* en la litosfera fría, adelgazarían la litosfera bajo un régimen de cizalla pura hasta llevarla a un espesor aproximado de 10 km (Figura 2.7, A-B); Con un espesor inferior a 8-10 km, toda la corteza entra en régimen frágil (acoplamiento de la deformación en la corteza superior e inferior) y se desarrollaría una nueva familia de fallas de primer orden, ya bajo un régimen de cizalla simple, que penetran hasta el manto superior, comenzando la exhumación e hidratación del mismo (Pérez-Gussinyé y Reston, 2001) [233] y acomodando grandes desplazamientos (Figura 2.7, B-D). De este modo, el manto superior serpentinizado queda exhumado en una zona de transición que alcanza hasta el punto en que comienza la deriva continental, con la creación de corteza oceánica normal (Figura 2.7, E; Sutra *et al.*, 2013) [291]. El momento en que la deformación frágil afecta al manto y comienza la hidratación del mismo, parece estar muy relacionado con el aumento de la actividad magmática, que debilitaría la litosfera favoreciendo el ascenso de la astenosfera (Manatschal, 2004) [186]. Con el aumento de la proporción de fundidos y el cambio de la estructura térmica debido al ascenso astenosférico (Minshull *et al.*, 2001) [206], comenzaría la formación de corteza oceánica normal y la deriva continental.

En un sistema de márgenes de *rift* conjugados, la actuación de fallas tipo *detachment* que inciden en el manto superior, exhumándolo, podría explicar además la escasez de materiales magmáticos en el margen que actuaría como bloque de muro, como sería el caso del margen oeste de Iberia, mientras que estos fundidos podrían ser más abundantes en el margen que actuaría como bloque de techo, como sería el caso de Terranova. La aparente escasez de fundidos podría ser entonces un artefacto del muestreo realizado con los puntos de sondeo del ODP, y cabría esperar que la mayor parte de los materiales magmáticos relacionados con la exhumación del manto se habrían emplazado en el bloque de techo (Manatschal, 2004) [186].

## 2.2. Margen occidental de Iberia. Margen de Galicia

Como se puede observar en las secciones anteriores de este capítulo, buena parte de los estudios dirigidos a la comprensión del proceso de formación de los márgenes de *rift* pobre en magma se han realizado en el margen oeste de la Península Ibérica, sobre todo en su segmento central (llanura abisal de Iberia). Esto es debido a que se trata de un margen continental con escasa sedimentación, lo que facilita los estudios de la estructura profunda. A lo largo de las últimas décadas, se han llevado a cabo abundantes experimentos con sismica, sondeos e inmersiones con sumergibles pero, aunque la estructura general del margen se conoce bastante bien, se han propuesto varios modelos de evolución que contrastan entre sí, y parece haber poco consenso en cuestiones tan importantes como el modo de extensión y la cinemática de los sistemas de fallas involucrados en la evolución de este margen continental (p. ej., Boillot *et al.*, 1988; Tett y Sawyer, 1996; Ranero y Pérez-Gussinyé, 2010; Reston *et al.*, 2015) [46, 297, 246, 254]. Por otra parte, en el sector del margen continental de Galicia, los estudios se han centrado principalmente en la investigación de la componente extensiva del margen, y menos en la componente compresiva que afecta a este sector en su parte norte, en la transición hacia el cinturón compresivo del margen Norte de Iberia.

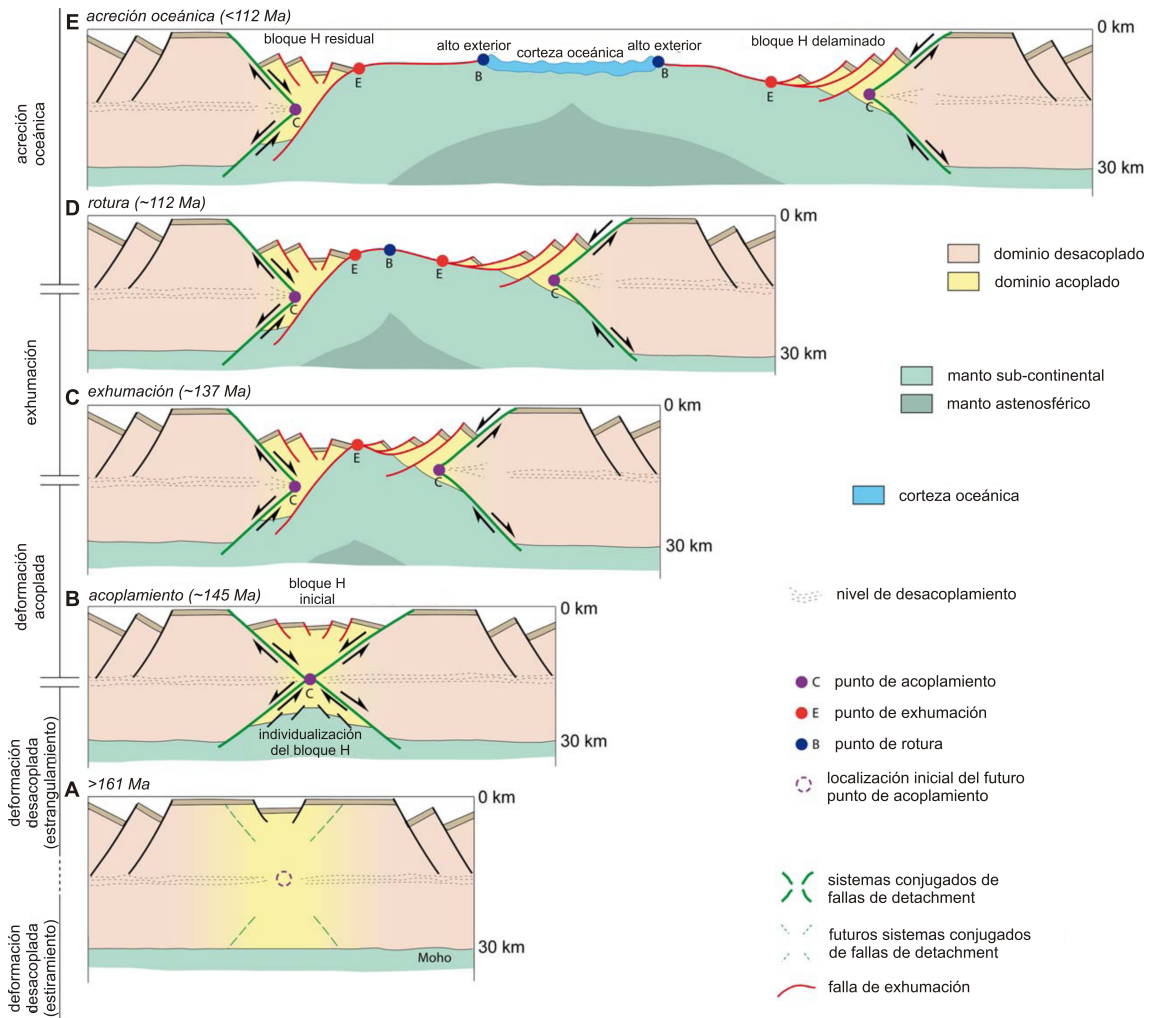


Figura 2.7: Restauración conceptual de la evolución espacio temporal del sistema de *rift* Iberia-Terranova. Los límites propuestos corresponden a eventos de primer orden, pero también a localizaciones cartografiables a lo largo de los márgenes, limitando dominios que muestran diferentes momentos de la evolución del proceso de *rift*. Los límites definidos en un margen tienen su equivalente en el margen conjugado. También cabe destacar la evolución de los márgenes de simétricos a asimétricos, dependiendo de la capacidad de la corteza para deformarse acoplada o desacoplada. El bloque H es un bloque inicialmente simétrico que se separará en dos bloques delaminados con el dominio de manto exhumado entre medias. En la arquitectura final, se pueden distinguir un bloque H residual en el margen que ha actuado como placa superior, y un bloque H delaminado en el margen que ha actuado como placa inferior. Modificada de Sutra *et al.* (2013) [291].

### 2.2.1. Situación geográfica

El margen occidental de Iberia se extiende desde el Cabo de Finisterre (aproximadamente 43°N) en el norte, hasta el Cabo de San Vicente (aproximadamente 37°N) en el sur. El margen continental tiene una plataforma bastante recta, de pocas decenas de kilómetros de ancho, y un talud escarpado. Se distinguen dos provincias fisiográficas en este margen ibérico, al norte y al sur de los 40°N de latitud (Sibuet *et al.*, 1987) [277]: El área del margen de Galicia se encuentra en la provincia norte, incluyendo la región de montes submarinos y la cuenca que los separa de la plataforma continental; al sur de los 40°N, el talud está cortado por numerosos cañones, controlados por la geometría de las estructuras hercínicas (ver Figura 2.8).

Varios rasgos batimétricos complican la morfología del margen continental del oeste de Iberia (Figura 2.8); el más importante de ellos es el área de bancos submarinos al oeste de Galicia, una zona de 200\*150 km con numerosos montes submarinos y altos estructurales, dentro de la cual el relieve del fondo oceánico alcanza batimetrías próximas a los 600 m (en el banco de Galicia). Este área está caracterizada también por una serie de bancos submarinos aislados hacia su extremo sur (bancos de Vasco de Gama, Vigo y Oporto). La zona de bancos submarinos está separada de la Península Ibérica, hacia el este, por la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto. A 39°N, el espolón de Extremadura se extiende a lo largo de 100 km y, con el banco de Tore, que ha sido interpretado como la prolongación en la cuenca oceánica de las estructuras del Sistema Central ibérico (De Vicente y Vegas, 2009; De Vicente *et al.*, 2011) [93, 91], forma una barrera entre la llanura abisal de Iberia y la llanura abisal del Tajo. Finalmente, el banco de Gorringe, de tendencia ENE, forma el límite sur de la llanura abisal del Tajo y marca la expresión superficial del límite de placas sísmicamente activo entre Eurasia y África. Se suele dividir el margen occidental de Iberia en tres segmentos, que de norte a sur son: el segmento de Galicia (o margen oeste de Galicia), el segmento del sur de la llanura abisal de Iberia, y el segmento de la llanura abisal del Tajo.

La zona considerada en este estudio corresponde esencialmente al margen continental del oeste de Galicia, donde se localizará el estudio a escala local. Para los estudios a escala regional se considerará una zona más extensa, abarcando además parte del segmento sur de la llanura abisal de Iberia y los fondos oceánicos hacia el oeste hasta las inmediaciones de la dorsal mesoatlántica (Figura 2.8).

El aporte de sedimentos continentales a la plataforma del área considerada (segmentos del margen oeste de Galicia y la llanura abisal de Iberia) proviene esencialmente de dos cuencas fluviales principales: la del Duero (95.682 km<sup>2</sup>) y la del Miño (17.081 km<sup>2</sup>) (Dias *et al.*, 2002) [95]. El Duero aporta alrededor del 79 % de los sedimentos que llegan a la plataforma continental, mientras que los ríos que desembocan al sur de los 41°N tienen unos aportes muy bajos (Dias y Nittrouer, 1984; Dias y Neal, 1990) [97, 96], al igual que los ríos que forman las Rías Gallegas, que actúan como una trampa sedimentaria (Rey, 1993; Jouanneau *et al.*, 2002) [257, 147].

### 2.2.2. Evolución geodinámica

#### 2.2.2.1. Evolución geodinámica de la Península Ibérica durante el Mesozoico y el Cenozoico

El movimiento de Iberia debe ser descrito respecto a tres placas principales: Norteamericana, Euroasiática y Africana. Así, los márgenes continentales y las cuencas sedimentarias de Iberia han seguido historias geodinámicas diferentes y por separado, en función de con qué placa principal estuviesen relacionadas (Malod, 1989; Malod y Mauffret, 1990) [182, 183] (Figuras 2.9 y 2.10).

A partir del estudio detallado de las anomalías magnéticas del dominio oceánico (Figura 2.8), se considera que hasta el cron C34 (Cretácico superior), Iberia se mueve solidaria tanto con la Placa Africana como con la Euroasiática, con saltos sucesivos en el límite de placas entre África y Norteamérica.

Entre finales del cron M0 (Cretácico superior) y el C19 (Eoceno medio), Iberia se mueve como parte de la Placa Africana. En el inicio del Aptiense (cron M0, durante la época de calma magnética cretácica) comienza la apertura en el Golfo de Vizcaya, que supondrá el límite de placas principal entre Eurasia y África hasta el cron C19 (~45 Ma) (Montadert *et al.*, 1979; Srivastava *et al.*, 1988, 1990) [208, 289, 285] (Figura 2.9), con un cambio progresivo en el tipo de movimiento de extensivo (dorsal) a desgarre (transformante). El contexto tectónico y geodinámico relacionado

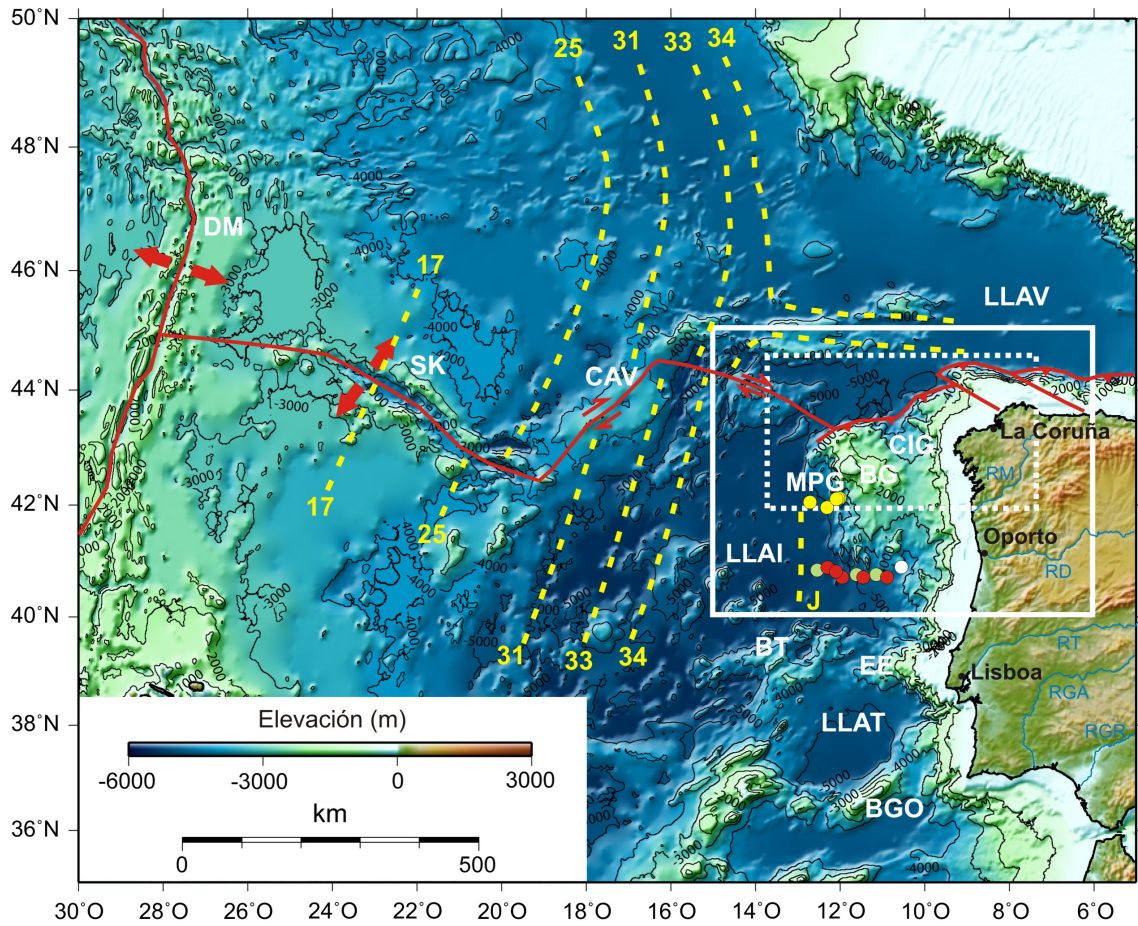


Figura 2.8: Modelo digital de elevaciones (datos del atlas digital GEBCO) del Atlántico Nororiental en la zona del margen continental del oeste de Iberia. En color rojo se muestran las principales zonas de fractura y límites de placa relacionados con el margen continental de Galicia durante el Eoceno (modificado de Grimaud *et al.* (1982) [132]). Los trazos amarillos indican las anomalías magnéticas del dominio oceánico [158, 285]. Los círculos indican la posición de sondesos: Blanco, Tramo 47 del Deep Sea Drilling Project, sondeo 398; Amarillo, Tramo 103 del Ocean Drilling Project (ODP), sondeos 637-641; Rojo, Tramo 149 del ODP sondeos 897-901; Verde, Tramo 173 del ODP, sondeos 1065 y 1067-1070. DM, dorsal Mesoatlántica; SK, surco de King; AAV, cresta de Azores-Vizcaya; LLAV, llanura abisal de Vizcaya; CIG, cuenca Interior de Galicia; BG, banco de Galicia; MPG, margen profundo de Galicia; LLAi, llanura abisal de Iberia; EE, espolón de Extremadura; BT, banco de Tore; LLAT, llanura abisal del Tajo; BGO, banco de Gorringe; RM, río Miño; RD, río Duero; RT, río Tajo; RGA, río Guadiana; RGR, río Guadalquivir. El rectángulo blanco de traza continua muestra el perímetro de la zona tomada para el estudio regional, y el de traza discontinua la zona de estudio local. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].



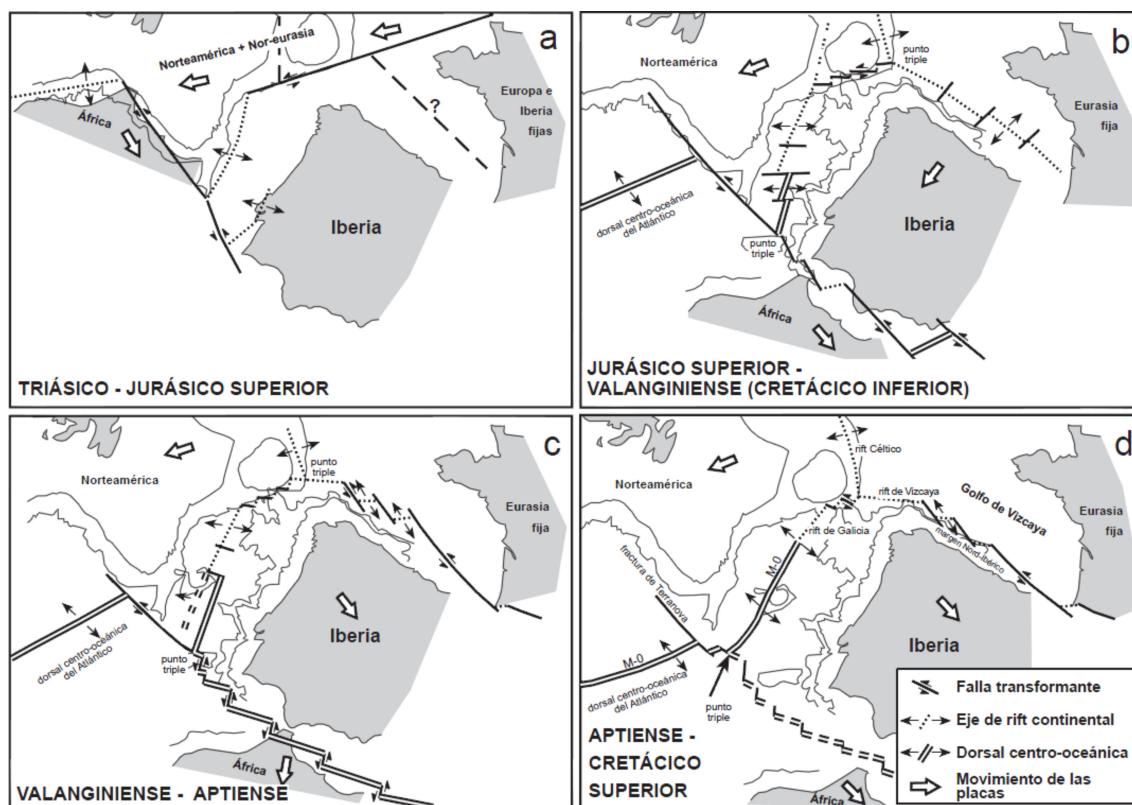


Figura 2.9: Evolución cinemática de la Placa Ibérica durante el Mesozoico. La primera edad indica la de reconstrucción del estado de las placas, entre paréntesis la edad del final del periodo para el que es válido el modelo cinemático. Modificada de Malod y Mauffret (1990) [183], tomada de Gallastegui (2000) [125].

con la apertura del Golfo de Vizcaya es objeto de debate (Olivet, 1996; Tugend *et al.*, 2015) [226, 304]; la controversia surge de las diferentes interpretaciones de las anomalías magnéticas M3-M0, y hay autores que proponen que el movimiento de desgarre entre Iberia y Eurasia comenzó en el Jurásico superior (Rosenbaum *et al.*, 2002; Jammes *et al.*, 2010) [262, 143], en oposición a la datación Albiense medio-superior generalmente propuesta (Le Pichon y Sibuet, 1971; Olivet, 1996) [168, 226]. Cuando el tipo de movimiento en el límite de placas entre Iberia y Europa pasa a un régimen transformante, se da lugar a un punto triple tipo R-R-T inestable, que genera a su vez el salto del límite entre las placas Ibérica y Euroasiática hacia el sur, a la estructura formada por el Surco de King - Ascenso de Azores-Vizcaya - margen Norte de Iberia (Figuras 2.8 y 2.10) (Le Pichon y Sibuet, 1971; Le Pichon *et al.*, 1977; Searle y Whitmarsh, 1978; Grimaud *et al.*, 1982; Schouten *et al.*, 1984; Srivastava y Tapscott, 1986; Klitgord y Schouten, 1986) [168, 170, 274, 132, 271, 287, 153], que coexistirá con el límite transformante de Azores-Gibraltar, más al sur, durante el tiempo en que la Placa Ibérica tiene un movimiento independiente de las placas Africana y Euroasiática (Roest y Srivastava, 1991) [261].

Desde finales del Oligoceno - principios del Mioceno (cron C6c), la placa Ibérica se mueve solidariamente con la placa Euroasiática, y la convergencia entre placas ha migrado hacia el sur, con la localización del límite de placas compresivo entre Iberia-Eurasia y África en la zona de fractura Azores-Gibraltar (Srivastava *et al.*, 1990; Roest y Srivastava, 1991; Vergés y Fernández, 2012) [285, 261].

A partir del Cretácico superior y durante el Cenozoico se produjo una deformación importante a causa de la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática, responsable del cierre parcial del Cantábrico y la elevación de los Pirineos mediante la inversión tectónica del *rift* mesozoico (p. ej., Montadert *et al.*, 1974; Tugend *et al.*, 2015) [209, 304] (Figura 2.10), y el inicio de la compresión en la zona Centro-Ibérica y en el Mediterráneo. El comienzo de la convergencia en el margen norte de Iberia se ha datado en Santoniense-Campaniense (Thinon *et al.*, 2001; Capote *et*

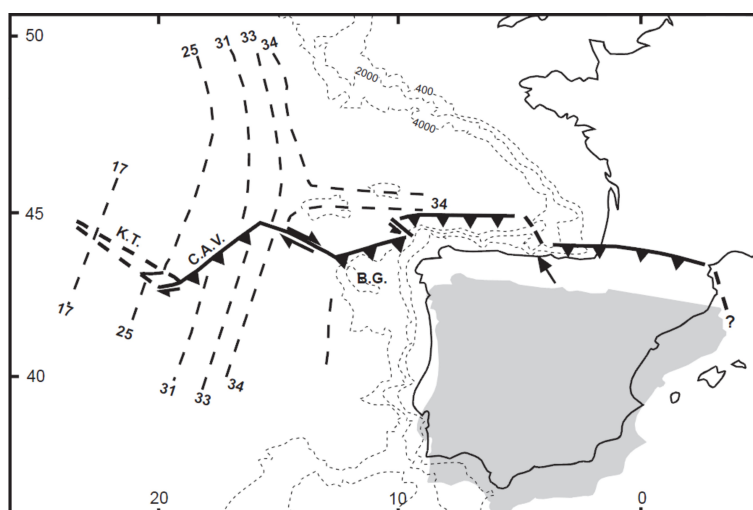


Figura 2.10: Borde septentrional de la Placa Ibérica durante el Eoceno, mostrando un borde convergente-transformante y las anomalías magnéticas en el Atlántico noreste. la posición de Iberia en el momento de la isocrona 33 se muestra sombreada y la flecha indica su movimiento del Paleoceno al Eoceno. B.G., banco de Galicia; K.T., King's Through; C.A.V., cresta de Azores-Vizcaya. Isobatas en metros. Modificada de Grimaud *et al.* (1982) [132], tomada de Gallastegui (2000) [125].

*al.*, 2002) [298, 62]. Hasta el Mioceno, y como consecuencia del régimen compresivo, se produce en el margen noroccidental de la Península Ibérica la inversión tectónica de algunas estructuras previas (cabalgamientos hercínicos y fallas normales mesozoicas), de manera que algunas fallas normales, formadas durante los procesos extensivos anteriores, se reactivaron como fallas inversas (Groupe Galice, 1979) [133].

La evolución geodinámica de Iberia y sus límites de placa entre el Jurásico superior y el Mioceno se sintetiza en el Cuadro 2.2.2.1.

#### 2.2.2.2. Evolución geodinámica del margen noroeste de la Península Ibérica durante el Mesozoico y el Cenozoico

Los trabajos de ajustes cuantitativos entre Norteamérica y Europa han mostrado repetidamente que, restituyendo el cierre parcial del Golfo de Vizcaya por una rotación en sentido horario de Iberia en su colisión con Europa, el margen sureste de los grandes bancos canadienses puede encajar con el margen oeste de Iberia (Bullard *et al.*, 1965; Le Pichon *et al.*, 1977; Courtillot, 1982; Masson y Miles, 1984; Klitgord y Schouten, 1986; Srivastava y Tapscott, 1986; Srivastava y Verhoef, 1992; Sibuet y Srivastava, 1994; Zhao, 2001) [55, 170, 83, 195, 153, 287, 288, 280, 338]. Estudios de detalle de las anomalías magnéticas del margen oeste de Iberia han respaldado muchas de estas reconstrucciones paleogeográficas y sugieren que Iberia se separó del margen de Terranova durante el Cretácico inferior (Whitmarsh *et al.*, 1990, 1996; Pinheiro *et al.*, 1992; Whitmarsh y Miles, 1995) [325, 326, 240, 324].

Una de las grandes dificultades que se encuentra para reconstruir la apertura del margen occidental de la Península Ibérica es que ésta coincide con el período de calma magnética del Cretácico, motivo por el cual se hace muy difícil datar la ruptura y localizar la zona de transición de corteza continental a corteza oceánica.

Durante el Triásico y el Jurásico inferior (Lias), hubo un gran evento de tectónica extensiva entre las placas de África y Norteamérica; las actuales Europa y parte este de Canadá se vieron afectadas por este episodio tectónico extensivo y en estas zonas se crearon cuencas tipo *graben* que se rellenaron con materiales clásticos y evaporíticos, como es en el caso de la cuenca Lusitana en Portugal (Wilson *et al.*, 1989; Murillas *et al.*, 1990) [332, 221] y en el de la cuenca de Peniche en el sector del sur de la llanura abisal de Iberia (Alves *et al.*, 2009) [8]. Durante el Jurásico medio, mientras se abría el Atlántico Central, el área entre Iberia y Norteamérica permaneció tectónicamente tranquila, la actividad en los *graben* cesó y se extendió la sedimentación de material

Cuadro 2.1: Síntesis de la evolución geodinámica de Iberia y sus límites de placas entre el Jurásico superior y el Mioceno.

M.a. GTS2004	Anom.	Era	Sist.	Serie	Piso	Movimiento de Iberia	Límites de placas	Margen de Galicia	Evento tectónico
23.03	6	CENOZOICO	PALEÓGENO	Mioceno	Aquitaniense	Iberia se mueve solidaria con Eurasia.		A partir del Cretácico superior y durante el Cenozoico, el margen de Galicia se ve influenciado por los esfuerzos compresivos de dirección aproximadamente N-S.	
	7				Chattienense				
	10			Oligoceno	Rupeliense	Movimiento independiente de Iberia (Roest y Srivastava, 1992). Compresión en los Pirineos y en el Mediterráneo.	Límite Iberia-Eurasia en KT-ABR-NST coexistiendo con el de Azores-Gibraltar al sur		
33.9±0.1	13				Priabonienense				
	19				Bartoniense				
	20			Eoceno	Luteciense				
	21				Ypresiense	Iberia se mueve de forma solidaria con África (Kristoffersen, 1978; Montadert <i>et al.</i> , 1979).	Movimiento en dirección en el golfo de Vizcaya que da lugar a un punto triple R-R-T inestable, por lo que en el C19 salta a un nuevo límite de placas, más al sur.		
55.8±0.2	24				Thanetiense				
	25			Paleoceno	Daniense				
65.5±0.3	29	MESOZOICO	CRETÁCICO		Maastrichtiense				
	32				Campaniense				
	33				Santonienense				
	34			Superior	Coniaciense				
					Turonienense				
					Cenomaniense	Hasta la anomalía M0, los movimientos de Iberia y África respecto a Norteamérica son parecidos.	Límite de placas en la dorsal del golfo de Vizcaya		
99.6±0.9	M0				Albiense	Iberia se mueve, de forma intermitente, solidaria bien con África o bien con Eurasia.	Apertura del golfo de Vizcaya (dorsal del golfo de Vizcaya, punto triple R-R-R con la dorsal Atlántica), que es límite de placas principal entre Europa y África durante mucho más tiempo (Montadert <i>et al.</i> , 1979; Srivastava <i>et al.</i> , 1988).		
					Aptienense				
112±1.0	M1								
125±1.0	M5			Inferior	Barremiense			Salto hacia el oeste del proceso de rift en el oeste de Galicia.	
130±1.5	M10	JURÁSICO			Hauteriviense			Apertura de la cuenca oceánica en el segmento del margen profundo de Galicia.	
	M12				Valanginiense				
140.2±3.0	M14				Berriasiense			Apertura de la cuenca oceánica en el segmento del sur de la llanura abisal de Iberia.	
145.5±4.0	M16							Generación de la cuenca interior de Galicia.	
150.8±4.0	M18				Titónico				
	M22			Superior	Kimmeridgiense			Apertura de la cuenca oceánica en el segmento de la llanura abisal del Tajo.	
	M25				Oxfordiense				
	M29								

Eventos tectónicos: Rift Hiperextensión Expansión oceánica en el golfo de Vizcaya Compresión

carbonatado de plataforma, muestreado en los sondeos 639, 901 y 1065 del Ocean Drilling Program (Boillot *et al.*, 1987; Sawyer *et al.*, 1994; Whitmarsh *et al.*, 1998) [45, 269, 322]. Esto último sugiere una subsidencia regional que se ha asociado al enfriamiento de la litosfera tras la primera fase de abombamiento antes del proceso de *rift* entre el margen oeste de Iberia y Terranova (Sibuet *et al.*, 1987) [277].

La posterior apertura continental entre el margen de Iberia y su conjugado (margen de Terranova) se propagó de sur a norte (Sibuet *et al.*, 1987; Srivastava *et al.*, 1988, 1990) [277, 289, 285], como ya se ha indicado para el Océano Atlántico en general, en tres estadios que llevaron al desarrollo de sendos segmentos con historias estructurales diferentes (Pinheiro *et al.*, 1996; Alves *et al.*, 2009) [241, 8]. Estos segmentos son, de más meridional a más septentrional, el segmento de la llanura abisal del Tajo (primera formación de corteza oceánica hace ~136 Ma), el segmento del sur de la llanura abisal de Iberia (~130 Ma) y el segmento de Galicia (~120 Ma) (Figura 2.8). La datación precisa y la duración de cada estadio del proceso de *rift* es discutible (Fuegenshub *et al.*, 1998) [123], abarcando una variación temporal de hasta 20 Ma, según autores (Feraud *et al.*, 1982, 1986, 1988, 1996; Scharer *et al.*, 1995, 2001) [115, 117, 116, 114, 273, 272].

La primera fase del proceso de *rift* entre Iberia y Terranova, que terminó hacia el cron M10 a principios del Cretácico, hace unos 136 Ma (Srivastava *et al.*, 1990) [285], afectó a una región



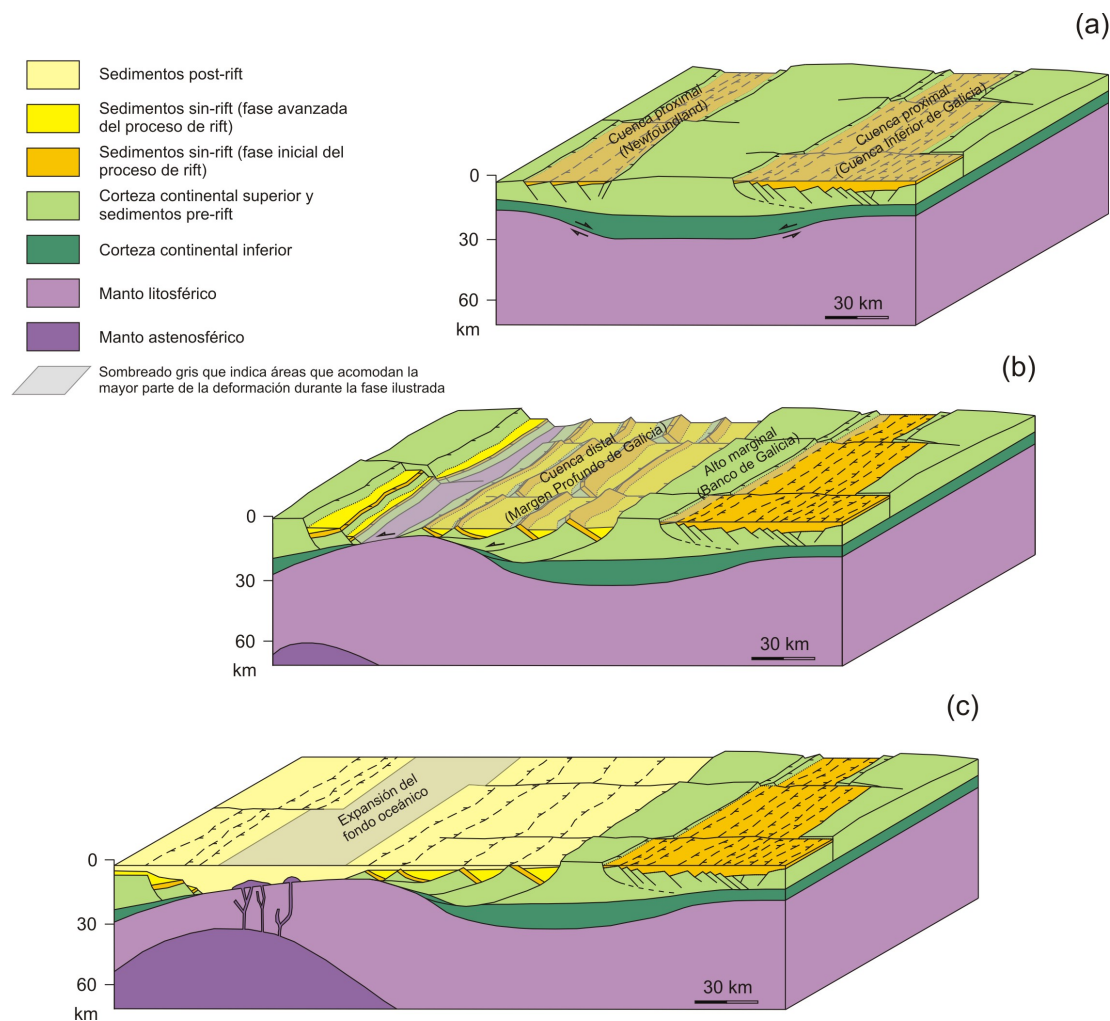


Figura 2.11: Representación de la evolución temporal y espacial del proceso de *rift* del oeste de Iberia, desde el estadio inicial (a) a la fase avanzada del mismo en la que se produce un salto del eje de *rift* hacia el oeste (b) hasta la fase final de expansión del fondo oceánico (c). Modificada de Manatschal y Bernoulli (1999) [187]. Los espesores de sedimentos no están dibujados a escala.

amplia, que se convertiría en las zonas proximales de los futuros márgenes (banco de Galicia, cuenca Interior de Galicia y cuenca de Oporto en el margen oeste de Iberia) (Figura 2.11, a). Esta fase se caracteriza por procesos dominados por cizalla pura, valores de factor de estiramiento ( $\beta$ ) de menos de 1.3 a 1.6 y *semigraben* de hasta 20-40 km de ancho. Finalizada esta primera fase de *rift*, se produce un salto del mismo hacia el oeste (Figura 2.11, b), dando lugar a un proceso de *rift* más localizado 20-40 Ma después, durante el Aptiense (Srivastava *et al.*, 1990; Manatschal y Bernoulli., 1999) [285, 187], en regiones que se convirtieron en las zonas distales de los márgenes, adyacentes a la corteza oceánica que se formará a continuación (en la llanura abisal de Iberia en el caso del margen oeste de Iberia). Este episodio se caracteriza por originar una deformación con valores altos de  $\beta$  ( $>2$ ), fallas tipo *detachment*, bloques de falla basculados de menos de 10 km de ancho, y la exposición de rocas del manto serpentinizadas en el fondo oceánico (Figura 2.11, c). Este último episodio tectónico, bajo el dominio de procesos de cizalla simple, daría lugar a una asimetría entre los márgenes conjugados.

De acuerdo con Froitzheim y Eberli (1990) [122], Bertotti *et al.* (1993) [21], Driscoll y Karner (1998) [101], Manatschal y Bernoulli (1999) [187] y Wilson *et al.* (2001) [333], el cambio de la deformación simétrica ampliamente distribuida sobre los futuros márgenes continentales (cizalla pura) a una deformación localizada, dominada por un proceso de cizalla simple, cerca del final del proceso de *rift*, debe reflejar un cambio en la reología de la litosfera. Manatschal y Bernoulli (1999)

[187] sugirieron que el enfriamiento de la corteza inferior y el manto superior exhumado, llevó al endurecimiento de la litosfera previamente extendida en los márgenes proximales, pudiendo ser responsable del traslado de la zona de *rift* hacia una región débilmente extendida con anterioridad en la zona de los futuros márgenes distales. Debido al enfriamiento de la corteza inferior, la corteza superior y el manto superior dejan de estar desconectados, favoreciendo la penetración de los planos de falla y la exposición final del manto superior en el suelo oceánico.

Existe controversia en cuanto a la duración del proceso de *rift* en el margen oeste de la Península Ibérica. Por ejemplo, se ha afirmado que el proceso de *rift* entre en el margen de Galicia y Flemish Cap (su conjugado en el margen de Terranova) pudo durar alrededor de 25 Ma, entre el Valanginiense y casi el final de Albiense (Boillot y Winterer, 1988) [43], y unos 15 Ma en la llanura abisal de Iberia y la cuenca de Terranova (Groupe Galice, 1979; Mauffret y Montadert, 1987, 1988; Boillot y Winterer, 1988; Whitmarsh y Miles, 1995) [133, 200, 201, 43, 324]. Manatschal (2004) calculó una duración del proceso de exhumación del manto (etapa final del proceso de *rift*) de menos de 10 Ma, entre la ruptura continental (primera exhumación del manto) datada en 136-137 Ma (Feraud *et al.*, 1996; Manatschal *et al.*, 2001) [114, 188] y la edad de la primera anomalía magnética oceánica (Whitmarsh y Miles, 1995; Russell y Whitmarsh, 2003) [324, 264]. Esta primera anomalía magnética inequívoca de expansión de fondo oceánico entre la llanura abisal de Iberia y Terranova es la anomalía *J* (Figura 2.8), datada en aproximadamente 126 Ma (Tucholke y Ludwig, 1982; Whitmarsh y Miles, 1995; Russell y Whitmarsh) [302, 324, 264] y localizada al sur de la zona de estudio sobre la llanura abisal de Iberia. Antes de la anomalía *J* no se reconocen anomalías de fondo oceánico en la cuenca de Terranova ni en la llanura abisal de Iberia, lo que puede deberse a la baja amplitud de las mismas o a que éstas no son regiones de naturaleza verdaderamente oceánica (Srivastava *et al.*, 1990) [285].

La datación de los eventos compresivos que afectan al margen continental de Galicia después del Cretácico, principalmente a su sector norte, no es fácil de realizar. Así, se asume que el cierre parcial del Golfo de Vizcaya y la extensión de la cordillera pirenaica hacia el oeste afectaron al sector gallego fundamentalmente durante el Paleógeno (Eoceno medio) (Boillot *et al.*, 1973; Grimaud *et al.*, 1982; Murillas *et al.*, 1990; Vázquez *et al.*, 2008) [35, 132, 221, 312], aunque se han llegado a datar deformaciones más recientes, incluso de edad neógena (Mioceno inferior) hacia el margen norte de Iberia (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997) [7] y en la plataforma continental en el margen oeste de Galicia (Muñoz *et al.*, 2003) [218]. La intensidad de la deformación Cenozoica parece decrecer hacia el suroeste de la zona de estudio.

### 2.2.3. Estructura y evolución estructural del margen oeste de Galicia

Las estructuras observadas en el área del margen oeste de Galicia se pueden dividir en las siguientes familias predominantes (Figura 2.12):

- N-S a NNO-SSE (N340° - N020°): Fallas normales, paralelas o subparalelas al margen.
- NE-SO (N055° - N070°): Fallas de desgarre que en ocasiones presentan una componente vertical de deformación.
- NO-SE (N115° - N135°): Como las anteriores, son fallas de desgarre que pueden tener cierta componente oblicua.
- NE-SO a ENE-OSO: Fallas inversas (cabalgamientos) y pliegues compresivos, continuación del cinturón compresivo del margen norte de Iberia.

Se encuentran diferencias en las orientaciones estructurales preferentes al norte y al sur de la latitud de, aproximadamente, 42°N (Groupe Galice, 1979; Sibuet *et al.*, 1987) [133, 277]: Hacia el norte (banco de Galicia), las fallas tienen preferentemente orientación N150° y N040°; hacia el sur (bancos de Vigo y Oporto) las direcciones predominantes son N060° y N-S.

Las estructuras observadas en el basamento de la Península Ibérica en las proximidades del área de estudio tienen orientaciones estructurales similares a las que se observan en la zona oceánica. Así, se piensa que los desgarres tardihercínicos, y en particular los de orientaciones aproximadamente NE-SO, se comportaron como fallas normales durante el *rift* mesozoico en el margen oeste de Iberia, especialmente en el margen portugués (Pinheiro *et al.*, 1996) [241], mientras que hacia el

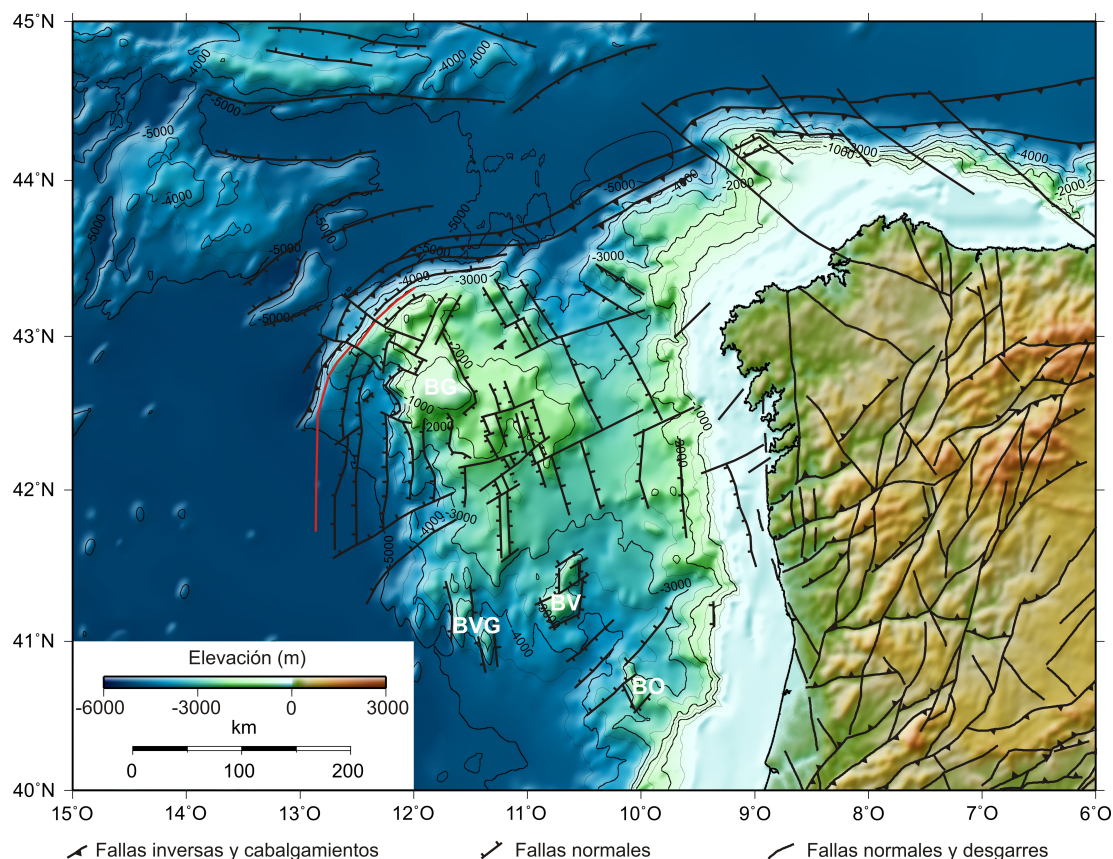


Figura 2.12: Esquema estructural del margen continental del noroeste de Iberia, sobre modelo digital de elevaciones (datos del atlas digital GEBCO). Modificado de Groupe Galice (1979) [133], Boillot *et al.* (1979, 1988, 1995) [29, 34, 28], Grimaud *et al.* (1982) [132], Boillot y Malod (1988) [40], Thommeret *et al.* (1988) [300], Murillas *et al.* (1990) [221], Malod *et al.* (1993) [184], Álvarez-Marrón *et al.* (1997) [7], Ramírez *et al.* (2006) [245] y Vázquez *et al.* (2008) [312]. BVG, banco de Vasco de Gama; BV, banco de Vigo; BO, banco de Oporto. La estructura indicada con trazo rojo corresponde al eje de la cresta de peridotitas identificada en este margen continental. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

margen norte de Iberia, estas estructuras NE-SO de herencia hercínica segmentan el sistema de *rift* cantábrico actuando desgarres con componente lateral-izquierda (Tavani y Muñoz, 2012 [296]; Tugend *et al.*, 2015 [304]). Durante la compresión cenozoica, estas estructuras NE-SO actuarán de nuevo con una componente de desgarre (Boillot *et al.*, 1979; Alvarado, 1993; Masson *et al.*, 1994) [29, 4, 194].

### 2.2.3.1. Evolución estructural durante el Mesozoico

El primer episodio tectónico que afecta a la región de estudio durante el Mesozoico es el relacionado con el sistema de *rift* triásico entre Europa, África y Norteamérica, que precedió a la apertura del Atlántico Central, y que parece responsable de las primeras estructuras extensivas en la cuenca Interior de Galicia, la cuenca de Oporto y la continuación de éstas hacia el sur (la cuenca Lusitana). Durante el Jurásico inferior hubo una etapa de calma tectónica (Wilson *et al.*, 1989) [332], hasta que entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense se produce un nuevo episodio extensivo en la cuenca Lusitana que afecta parcialmente a la región de la cuenca Interior de Galicia (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Las estructuras ya generadas sufrieron, durante el *rift* del Cretácico, una reactivación en relación con la apertura del Atlántico Norte (Masson y Miles, 1986) [193]. Durante el Berriasiense-Valanginiense, una intensa actividad tectónica fractura la plataforma carbonatada originada durante el Titónico (Jansa *et al.*, 1988; Moullade *et al.*, 1988) [146, 214] creando pequeñas subcuencas, en la región de la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto y el área próxima

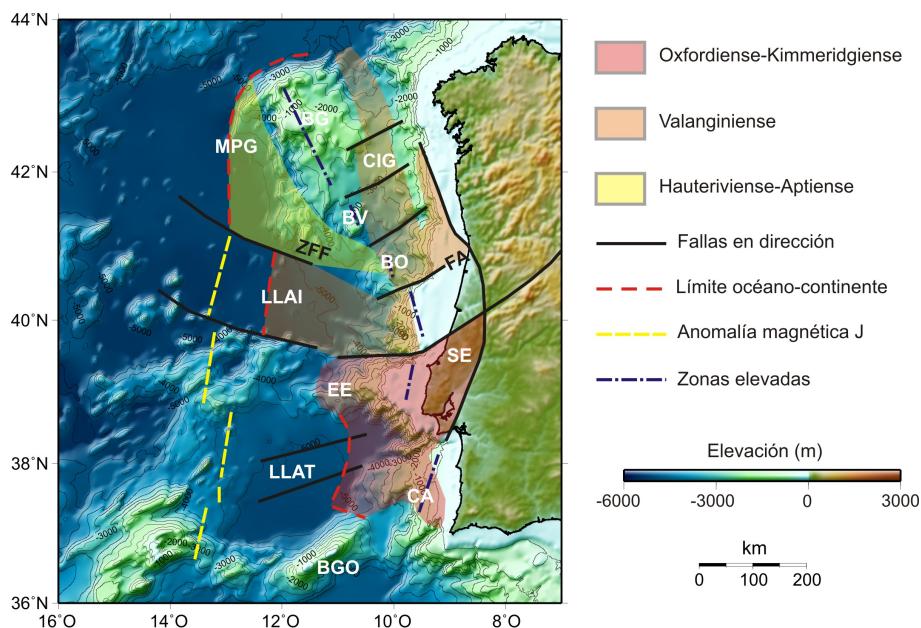


Figura 2.13: Modelo digital de elevaciones del margen continental del oeste de Iberia sobre el que se ilustra la evolución del proceso de *rift* y expansión oceánica entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. CA, cuenca del Alentejo; SE, surco de Extremadura; ZFF, zona de falla de Figueira; FA, falla de Aveiro. Modificado de Murillas *et al.* (1990) [221]. Ver explicación en el texto. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

al banco de Galicia, que se rellenan parcialmente. Entre el Hauteriviense y el Aptiense, parece que la zona de máxima deformación se ve trasladada más hacia el oeste y es entonces cuando el margen profundo de Galicia experimenta el principal episodio de fracturación, que precede a la rotura continental entre Iberia y Terranova, dando como resultado un basculamiento principal de bloques de falla con tendencia N-S (Figura 2.13).

Entre el Aptiense superior y el Cenomaniense inferior, las cuencas anteriores se fueron colmatando gradualmente mientras que las fallas normales que los bordeaban seguían siendo activas. Parece que entonces los movimientos verticales debían ser una respuesta isostática a la sobrecarga sedimentaria en las cuencas más que un efecto de proceso de *rift* activo (Groupe Galice, 1979) [133]. Así, es probable que la expansión oceánica comenzara a partir del Aptiense superior.

Durante el Cretácico superior y hasta el Eoceno medio, la subsidencia local prácticamente se detuvo, las depresiones existentes se colmataron casi totalmente por sedimentación diferencial, y la deposición tuvo lugar en muchos lugares sobre superficies horizontales (Groupe Galice, 1979) [133].

Cinemáticamente, puesto que las fallas normales que limitan la cuenca Interior de Galicia son de tendencia NNO-SSE a NO-SE, cortadas por fallas en dirección generalmente de tendencia NE-SO, se puede inferir una dirección de estiramiento NE-SO durante el Valanginiense (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Algunas de las fallas en dirección fueron reactivadas durante el intervalo Hauteriviense-Aptiense como fallas normales, lo que podría estar explicado por un salto del centro de expansión hacia el oeste, asociado a un cambio en las condiciones reológicas de la corteza, y por una rotación de la dirección de estiramiento de NE-SW a NO-SE al inicio del Hauteriviense, como proponen Boillot *et al.* (1989) [41] y Murillas *et al.* (1990).

En el margen oeste de Galicia, se ha calculado un factor de estiramiento global de  $1,95 < \beta < 2,27$ , con una extensión parcial en este lado del margen conjugado de 177 km (Sutra *et al.*, 2013) [291].



### 2.2.3.2. Evolución estructural durante el Cenozoico

Tras el gran evento extensivo del Cretácico, el margen noroeste de Iberia sufrió varios episodios de deformación. Los de mayor relevancia están relacionados, por una parte, con la compresión e inversión tectónica en el margen noribérico durante la orogenia pirenaica (Boillot *et al.*, 1979; Grimaud *et al.*, 1982; Masson y Parson, 1983; Boillot y Malod, 1988, Murillas *et al.*, 1990, Rosenbaum *et al.*, 2002; Vázquez *et al.*, 2008; Tugend *et al.*, 2015) [29, 132, 197, 40, 221, 262, 312, 304] y, por otra, con la deformación intraplaca inducida por la orogenia bética (Masson *et al.*, 1994; Muñoz *et al.*, 2003) [194, 218], que da lugar a una compleja pauta de interferencia de la deformación en el segmento noreste de Iberia (Andeweg, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002) [10, 79]. Aunque hay problemas para constreñir la edad de estos eventos compresivos, se asume que el principal de ellos es el ocurrido durante la orogenia pirenaica, en el Paleógeno (Eoceno medio) (Boillot *et al.*, 1973; Murillas *et al.*, 1990; Vázquez *et al.*, 2008) [35, 221, 312]. Los análisis de cinemática de placas en el Golfo de Vizcaya durante esta época sugieren un acortamiento de unos 40 km en dirección N a NNO, tras un periodo de deformación producida fundamentalmente a través de cizallas con componente lateral-derecha durante el Terciario (Srivastava y Tapscott, 1986; Roest y Srivastava, 1991) [287, 261] (Figura 2.10). También se han encontrado estructuras compresivas datadas en el Neógeno (Mioceno inferior) hacia el margen norte de Iberia (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997) [7], aunque la deformación neógena (orogenia bética) se ha considerado generalmente como de menor intensidad (Boillot *et al.*, 1979; Murillas *et al.*, 1990) [29, 221]. Los modelos de placas para esta época dan una dirección de compresión NO, oblicua, en el margen oeste de Iberia (Roest y Srivastava, 1991) [261], formando un ángulo de aproximadamente 45° con las estructuras pre-existentes en el margen de *rift* Mesozoico (Masson *et al.*, 1994) [194].

En la zona del banco de Galicia se ha calculado que el levantamiento debido a la reactivación e inversión de fallas normales, fundamentalmente durante el Paleógeno, ha podido ser de hasta 3 km (Boillot *et al.*, 1979) [29]. Del mismo modo, se han observado también fallas inversas, plegamientos y facies sísmicas distorsionadas por fracturación en la región de bancos submarinos y en su transición hacia la cuenca Interior de Galicia, así como hacia el borde oriental de la cuenca Interior de Galicia y en las plataformas marginales al noroeste de Galicia (Murillas *et al.*, 1990) [221], y en la plataforma entre la cuenca Interior de Galicia y la costa (Muñoz *et al.*, 2003) [218]. La intensidad de la deformación compresiva decrece hacia el suroeste.

Se han identificado los siguientes grupos de estructuras afectando unidades sedimentarias post-*rift* en el sector del margen de Galicia:

1. Fallas normales (N-S y NO-SE) y desgarres (NE-SO) generados durante el *rift* mesozoico, y reactivadas durante el Cenozoico de forma extensiva (Murillas *et al.*, 1990; Vázquez *et al.*, 2008) [221, 312], afectando a toda la sedimentación post-*rift*.
2. Pliegues y flexuras: Se han observado abombamientos flexurales locales en el entorno del banco de Galicia (Vázquez *et al.*, 2008) [312] y pliegues monoclinales en relación con la reactivación de fallas normales de dirección NO-SE (Murillas *et al.*, 1990; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [221, 232]. Masson *et al.* (1994) [194] observan pliegues monoclinales en la zona de transición continente-océano (llanura abisal de Iberia) que no se relacionan con la reactivación de fallas normales que afectan al basamento, sino con la reactivación del límite estructural entre el paquete sedimentario y el cuerpo de peridotitas serpentinizadas que se encuentra por debajo en esta región. Los pliegues suelen afectar sólo a la unidad sedimentaria más reciente (Vázquez *et al.*, 2008) [312].
3. Fallas inversas, destacando el cinturón compresivo del escarpe noroeste del banco de Galicia, de dirección NNE-SSO en el segmento sur, al oeste del banco, y ENE-OSO hacia la cara norte del mismo (Groupe Galice, 1979; Grimaud *et al.*, 1982; Malod *et al.*, 1993; Vázquez *et al.*, 2008) [133, 132, 184, 312]. Los componentes del Groupe Galice (1979) [133] interpretaron que la deformación compresiva del flanco norte y noroeste del banco de Galicia continúa hacia el suroeste como una flexura que no llega a afectar a depósitos posteriores al Paleógeno (Eoceno).

Vázquez *et al.* (2008) [312] proponen que la región del banco de Galicia es un antiforme regional relacionado con la deformación compresiva cenozoica, que interfiere con las estructuras previas del

proceso de *rift* mesozoico. Esta interferencia daría lugar a la elevación del área del banco de Galicia y la reactivación normal de los desgarres NE-SO y las fallas normales NO-SE, ambas mesozoicas, dando un aspecto compartimentado a la región, excepto en el flanco noroeste del banco de Galicia.

Más al sur en el margen oeste de Iberia, en el sector de la llanura abisal de Iberia, se han identificado estructuras compresivas en la zona de transición, afectando a la cobertera sedimentaria y no enraizadas aparentemente en el basamento, que se han relacionado con las fases pirenaica y bética de la orogenia alpina (Masson *et al.*, 1994 [194]). Se trata de pliegues y fallas inversas con direcciones entre N-S a NE-SO.

#### 2.2.4. Macizo Ibérico

La estructura cortical que se observa en la actualidad en el margen continental de Galicia es fruto de una compleja historia geológica que comprende no sólo los eventos tectónicos del *rift* mesozoico y la compresión alpina, sino también la orogénesis varisca. El Orógeno Varisco Europeo es una gran cordillera originada al final del Paleozoico como resultado de la colisión entre Laurasia y Gondwana, tras el cierre de varias cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales menores como Avalonia y Armórica (Brun y Burg, 1982; Matte, 1986, 2001) [53, 198, 199]. La sección más completa del Orógeno Varisco Europeo aflora en la Península Ibérica, en la rama sur del denominado arco Ibero-Armoricano, formando el denominado Macizo Ibérico o Hespérico.

Así, los materiales que componen el basamento continental en la zona de estudio son la prolongación en el océano de las unidades observadas en tierra como parte del Macizo Ibérico. Además, la fábrica tectónica heredada de la orogenia varisca es un factor determinante en la evolución del margen continental del oeste de Iberia (p. ej., Manatschal, 2004) [186]. Por estos motivos, en esta memoria se ha considerado de interés hacer un resumen de sus principales características.

Varios autores han propuesto la división del Macizo Ibérico en zonas según sus características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas. Lotze (1945) [178] fue el primero en proponer una división en zonas que, con modificaciones más o menos importantes, se sigue aceptando (Jullivert y Marcos, 1972; Farias, 1987; Arenas *et al.*, 1988) [148, 112, 11]. En la Figura 2.14 se muestra la división en zonas del Macizo Ibérico y sus límites tal y como se consideran en la actualidad (Pérez-Estaún y Bea, 2004) [230].

A continuación se hace una breve descripción de las zonas en que se divide el Macizo Ibérico (Pérez-Estaún y Bea, 2004) [230]. Cabe destacar que las zonas Cantábrica y Sudportuguesa tienen características típicas de las zonas externas de un orógeno, con abundancia de sedimentos sinorogénicos y deformación superficial, mientras que el resto de las zonas definidas comparten rasgos de zonas internas, con elevado grado de deformación acompañada de metamorfismo y magmatismo más o menos intensos:

- *Zona Cantábrica*: Representa la zona más externa del Orógeno Varisco del noroeste de la Península Ibérica. Está caracterizada por una deformación superficial (tectónica de piel fina), cuyo rasgo estructural predominante es la presencia de cabalgamientos y mantos de despegue con pliegues asociados. Destaca la ausencia de metamorfismo y de foliaciones tectónicas, salvo en áreas muy localizadas y de extensión limitada. En su registro estratigráfico se encuentran representados todos los sistemas del Paleozoico desde el Cámbrico hasta el Carbonífero. Su límite occidental se sitúa en el Antiforme del Narcea.
- *Zona Asturoccidental-Leonesa*: En ella se encuentra un amplio registro de rocas cámbricas y ordovícicas, sin apenas materiales post-devónicos. Su estructura se caracteriza por la presencia de una primera generación de pliegues vergentes hacia el este, cortados por cabalgamientos con la misma vergencia, y de una segunda generación de pliegues de superficie axial vertical. En esta zona se desarrolla un metamorfismo regional de grado bajo a medio y se generaliza la presencia de foliaciones tectónicas. Su límite occidental se sitúa en la Falla de Vivero. Por el sur, este límite es menos claro, habiéndose adoptado como tal el Sinclinal de Sil-Truchas (Martínez-Catalán, 1990) [191].
- *Zona Centroibérica*: En ella se distinguen dos dominios: Dominio del Olló de Sapo y Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. El Dominio del Olló de Sapo, al norte, se caracteriza por extensos afloramientos de gneises glandulares (Antiforme del Olló de Sapo), de granitos sin-tectónicos y áreas con metamorfismo regional de alto grado, así como por pliegues acostados

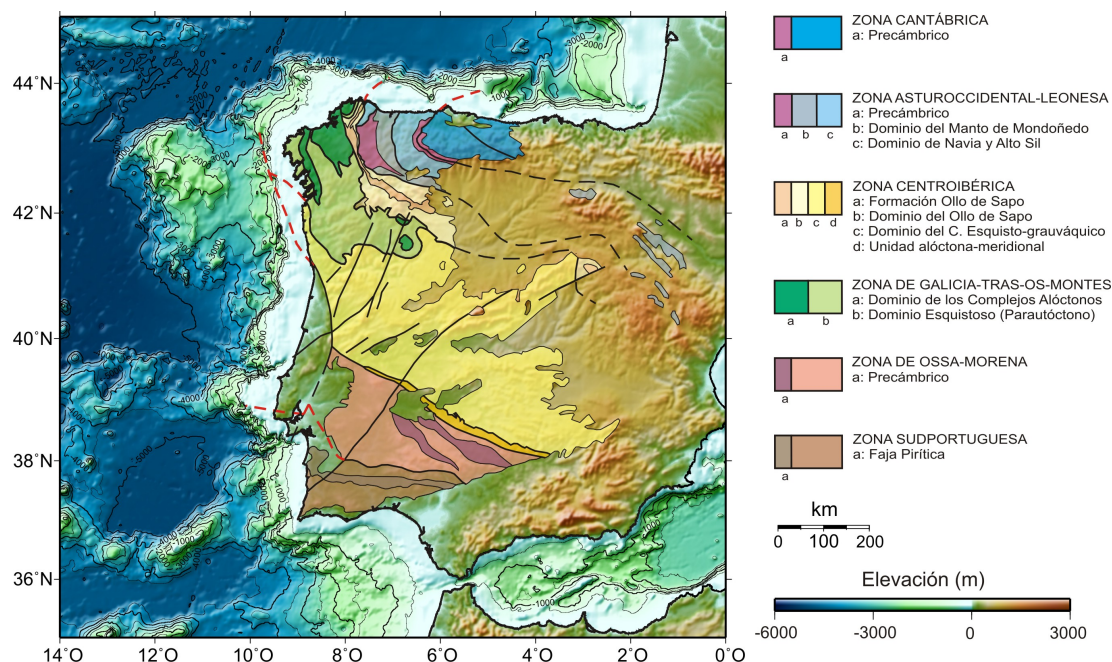


Figura 2.14: Esquema indicativo de las zonas en que se subdivide el Macizo Ibérico, subdividido en zonas. Modificada de Pérez-Estaún y Bea (2004) [230]. En trazo rojo discontinuo se indica las continuaciones en mar de los límites entre zonas propuestas por Mamet *et al.* (1991) [185]. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

vergentes al este y noreste. El Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, al sur, se caracteriza por la existencia de pizarras y grauvacas de edades anteriores al Ordovícico inferior, la presencia de abundantes granitoides tardiorogénicos y de un metamorfismo de grado bajo en general (Bea *et al.*, 2003) [19]. Los pliegues no tienen vergencia definida excepto en la parte más meridional, donde existen pliegues acostados vergentes al noreste.

- *Zona de Galicia-Tras-os-Montes*: Aflora en el noroeste de la península como una lámina alóctona no enraizada que cabalga sobre la Zona Centroibérica. Está formada por terrenos de diversas procedencias y diferentes evoluciones tectonometamórficas. Individualizada como zona por Farias *et al.* (1987) [113], incluye fragmentos de un margen continental pasivo, evidencias de un proceso de *rift*, unidades ofiolíticas que representan litosfera oceánica, y fragmentos de un arco volcánico.
- *Zona de Ossa Morena*: Está constituida por rocas del Proterozoico superior al Carbonífero con un grado de metamorfismo variable. Desde el punto de vista estructural, se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados, vergentes hacia el suroeste, y cabalgamientos con movimiento del bloque de techo también hacia el suroeste. Presenta abundante magmatismo, concentrado en tres lapsos de tiempo: el Precámbrico terminal, el Cámbrico-Ordovícico y el Carbonífero. El límite con la Zona Centroibérica propuesto en el Batolito de los Pedroches por Lotze (1945) [178] y mantenido por Julivert y Marcos (1972) [148], no tiene una significación geotectónica o paleogeográfica, ya que las rocas paleozoicas tienen las mismas características a ambos lados del mismo. El límite propuesto a lo largo de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (Robardet, 1976; Burg *et al.*, 1981; Parga Pondal *et al.*, 1982) [259, 56, 227], sí tiene un significado paleogeográfico y tectónico, ya que las rocas del Paleozoico inferior tienen algunas características diferentes a ambos lados de este último límite, particularmente en las sucesiones ordovícicas. Se considera que la mayor parte del basamento del margen occidental del Iberia (o al menos los segmentos de la llanura abisal de Iberia y margen de Galicia) es la continuación hacia el noroeste de esta zona del Macizo Ibérico (Capdevila y Mougenot, 1988; Mamet *et al.*, 1991) [61, 185].

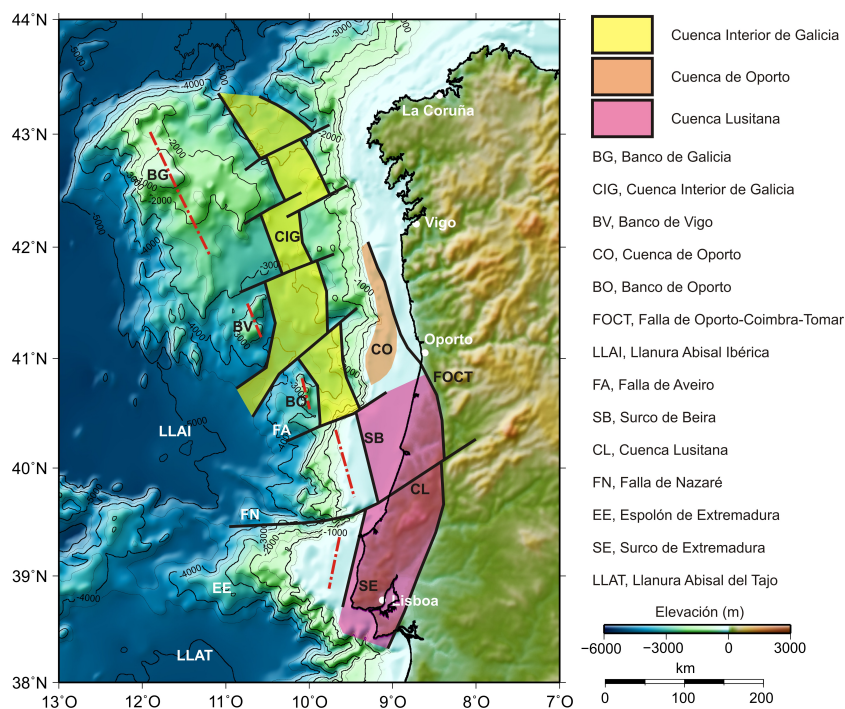


Figura 2.15: Esquema de las cuencas marginales del oeste de Iberia, limitadas hacia el este por la zona de bancos submarinos y hacia el este por la falla de Oporto-Coimbra-Tomar. Modificado de Murillas *et al.* (1990) [221]. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

- *Zona Sudportuguesa*: Ocupa la parte más meridional del Macizo Ibérico. Su límite con la Zona de Ossa-Morena está marcado por unidades de afinidad oceánica, lo que hace que sea reconocido como una sutura del Orógeno Varisco, actualmente modificada por fallas de desgarre. Está formada exclusivamente por rocas de edades comprendidas entre el Devónico medio-superior y el Autuniense (Pérmico inferior). Existe un importante complejo volcanosedimentario del Carbonífero inferior con yacimientos de sulfuros masivos. Presenta pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el suroeste. El metamorfismo existente es de muy bajo grado.

## 2.2.5. Principales dominios fisiográficos del margen continental

### 2.2.5.1. Plataforma continental, cuenca Interior de Galicia y cuenca de Oporto

La mitad septentrional del margen oeste de la Península Ibérica muestra una plataforma continental estrecha, de 30-50 km de ancho aproximadamente, con una rotura de pendiente a profundidades de entre 160 y 180 m (Dias *et al.*, 2002) [95] y un talud relativamente abrupto hacia el oeste, en el que queda colgada la cuenca de Oporto. Al pie del talud superior hacia el oeste, se localiza la cuenca Interior de Galicia (con la cuenca de Peniche como su extremo sur), donde se alcanzan profundidades de hasta 3000 m. Hacia el noroeste de Galicia la transición hacia el talud continental es más suave, encontrándose una serie de plataformas marginales cuyo origen se ha relacionado con la inversión tectónica y reactivación de estructuras a partir del cenozoico (Murillas *et al.*, 1990 [221]).

La cuenca Interior de Galicia tiene una orientación NNO-SSE y una longitud aproximada de 350 km, mientras que la de Oporto es una cuenca estrecha (~50 km de ancho), con orientación parecida a la de la cuenca Interior de Galicia (Pinheiro *et al.*, 1996) [241], y que forma parte de la plataforma continental en la actualidad. La transición entre ambas cuencas no es del todo clara, están separadas por un bloque de basamento continental relativamente elevado (ver Figura 2.16). Murillas *et al.* (1990) [221] consideran que la cuenca de Oporto es el extremo este de la cuenca Interior de Galicia, preservada en una zona topográficamente más alta, y también se ha considerado que la cuenca de Oporto puede ser la continuación en mar hacia el norte de la cuenca Lusitana



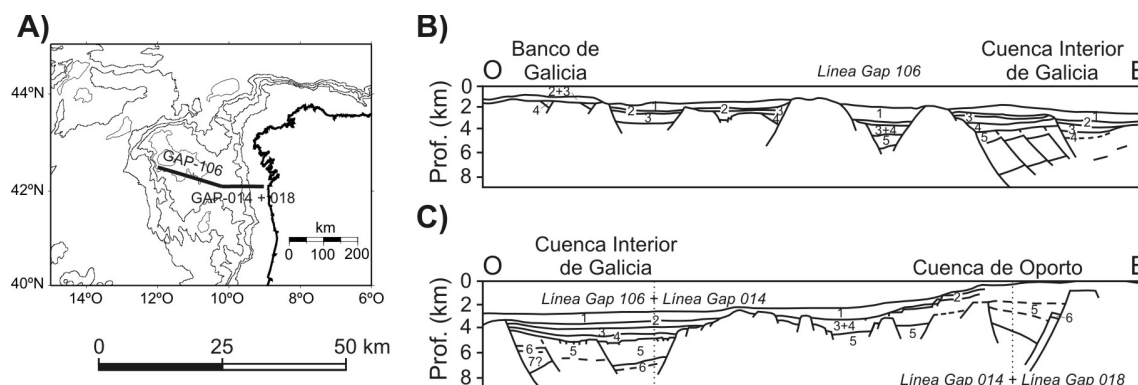


Figura 2.16: Esquema estructural de las secciones sísmicas Gap 106, Gap 014 y Gap 018 a través de la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto. A) Localización de las secciones; B) Sección Gap 106; C) Combinación del extremo este de la sección Gap 106 y las secciones Gap 014 y Gap 018. Modificado de Murillas *et al.* (1990) [221]. Descripción de las unidades sísmoestratigráficas, indicadas con números sobre los perfiles, en el apartado 2.3.4.1 de esta memoria.

[29, 210, 221] (Figura 2.15).

Tanto la cuenca Interior de Galicia como la cuenca de Oporto, están limitadas por fallas normales de dirección NNE-SSO que buzcan hacia el este y/o fallas normales antitéticas de alto ángulo [232], dando lugar a una serie de bloques basculados que quedan ensamblados a lo largo de los márgenes de las cuencas. El resultado es una morfología de *graben* casi simétrico en los centros de las cuencas (Figuras 2.17 y 2.16). Están limitadas por el este por una falla principal identificada por debajo de la plataforma y que probablemente se desarrolló como una reactivación de la continuación mar adentro de la falla de Oporto-Coimbra-Tomar (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Dos familias de fallas en dirección con orientaciones NE-SO y NO-SE segmentan las cuencas (Figura 2.12). Las de tendencia NE-SO a ENE-OSO se han interpretado como reactivaciones de fallas en dirección hercínicas (Arthaud y Matte, 1975) [12] que probablemente actuaron como fallas de desgarre durante el episodio principal de la extensión, aunque la mayoría tienen también una componente vertical de desplazamiento y se asocian localmente con altos del basamento (Murillas *et al.*, 1990) [221].

El relleno sedimentario es mucho más grueso que en las cuencas más distales del margen profundo de Galicia y la llanura abisal de Iberia. Hacia el banco de Galicia las cuencas parecen más someras y la fracturación normal parece tener menor importancia.

Si estas cuencas son la continuación en mar de la cuenca Lusitana, se interpreta que pertenecen al sistema de *rift* triásico entre Europa, África y Norteamérica, que precedió a la apertura del Atlántico Central. Durante el Jurásico inferior y medio, estas cuencas recibieron depósitos carbonatados en un ambiente tectónicamente tranquilo (Wilson *et al.*, 1996) [334]. Murillas *et al.* (1990) [221] proponen que el episodio extensivo que afectó a la cuenca Lusitana entre el Oxfordiense y el Kimmeridgiense (Jurásico superior), debió afectar también de forma local a la cuenca Interior de Galicia. También se han encontrado sedimentos continentales (niveles rojos) en la cuenca de Oporto y están probablemente presentes también en el margen profundo de Galicia (Comas *et al.*, 1988) [80], lo que indicaría un periodo de emersión localizada durante el Jurásico superior, que precedería al establecimiento de la plataforma carbonatada extensa durante el Titónico y el Berriasiense (Dupéuble *et al.*, 1976; Comas *et al.*, 1988; Jansa *et al.*, 1988; Moullade *et al.*, 1988) [102, 80, 146, 214]. Posteriormente, durante el *rift* cretácico, sufrieron una reactivación en relación con la apertura del Atlántico Norte (Masson y Miles, 1986) [193]; durante el Berriasiense-Valanginiense, una intensa actividad tectónica fractura la plataforma carbonatada titónica creando pequeñas subcuencas que se rellenan parcialmente. Este evento parece ser el responsable de la configuración actual de esta región, ya que los episodios posteriores parecen tener menos desarrollo y están asociados a series sedimentarias no tan claramente sin-tectónicas (Murillas *et al.*, 1990) [221]. A partir del Hauteriviense y hasta el Aptiense, la actividad tectónica pasa a concentrarse más hacia el oeste (hacia el margen profundo de Galicia y la llanura abisal de Iberia) y la cuenca Interior de Galicia sufre escasamente y de forma localizada sus efectos (Murillas *et al.*, 1990) [221] (Figuras 2.11 y 2.13).

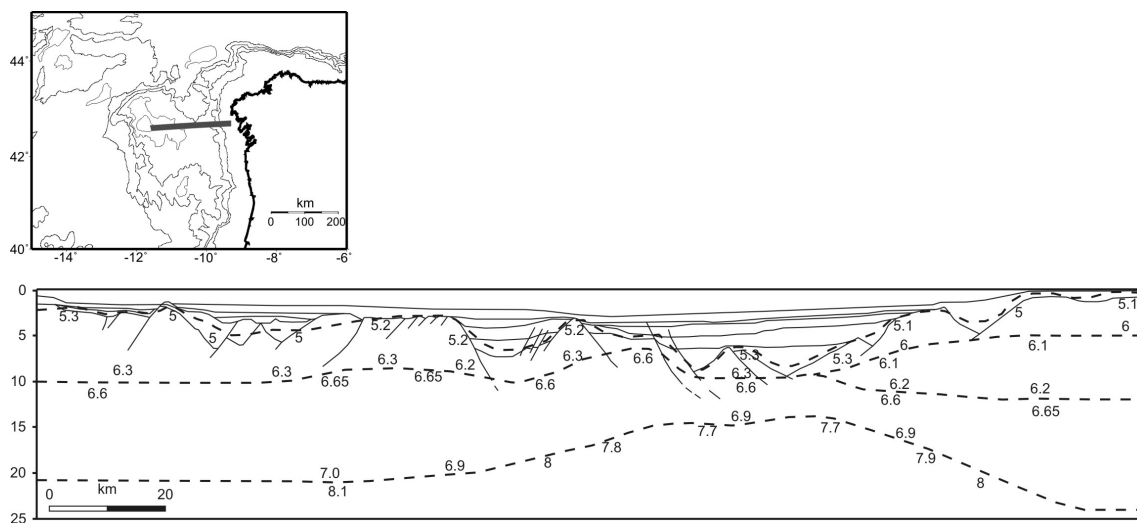


Figura 2.17: Estructura de velocidades sísmicas de la cuenca Interior de Galicia a partir del modelado de datos de sísmica de refracción de gran ángulo, e interpretación geológica de la misma. Los números en el perfil indican velocidad sísmica en km/s y las líneas de trazos indican los límites de las capas diferenciadas en el modelo de velocidades; las interfases del techo de la corteza inferior y la Moho presentan cierta incertidumbre en el cálculo de su profundidad. En el mapa se indica la localización del perfil. Modificado de Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [232].

Según las interpretaciones realizadas a partir de datos sísmicos (Murillas *et al.*, 1990; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [221, 232], los coeficientes de estiramiento en la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto son elevados ( $1.4 < \beta < 3.5$ ), de modo que las fallas normales llegan a exhumar rocas de la corteza inferior a niveles poco profundos.

Los episodios tectónicos convergentes que tienen lugar durante el Cenozoico generan, sobre todo en la parte noroeste de la cuenca Interior de Galicia, la reactivación de estructuras anteriores y la generación de fallas inversas nuevas. Hacia el este de la cuenca, esta actividad tectónica genera un realce de los rasgos batimétricos heredados de la tectónica mesozoica. El levantamiento de bloques de corteza continental a lo largo de fallas NE-SW preexistentes genera la elevación de las plataformas marginales al NO de Galicia, con la inversión de algunas cuencas y el plegamiento de la cobertera sedimentaria (Murillas *et al.*, 1990) [221].

La estructura de velocidades es diferente de un flanco a otro de la cuenca Interior de Galicia, lo que sugiere que la cuenca se debió formar a lo largo de un límite entre diferentes terrenos paleozoicos (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [232]: Por el flanco este de la cuenca Interior de Galicia pasaría el límite propuesto entre las zonas Centroibérica y de Galicia Tras-Os-Montes y la zona de Ossa-Morena, con la que tiene afinidad la mayor parte del basamento cristalino del margen (Figura 2.14). Esto apoya la propuesta de continuación de los límites entre zonas del Macizo Ibérico propuestas por Mamet *et al.* (1991) [185] (ver Figura 2.14), y la observación realizada con anterioridad por Bowling y Harry (2001) [48] en cuanto a que los márgenes continentales pasivos de *rift* pobre en magma se originan dentro de los cinturones orogénicos fanerozoicos, o cerca de los límites entre éstos (Sección 2.1.1).

#### 2.2.5.2. Región de bancos submarinos

El banco de Galicia y los bancos submarinos de Vasco de Gama, Vigo y Oporto forman una alineación de elevaciones de tendencia NNO-SSE que separa la cuenca Interior de Galicia del margen profundo de Galicia. La naturaleza y la geometría de las unidades sismoestratigráficas y la arquitectura de las cuencas es diferente al este y al oeste de esta barrera de bancos submarinos, lo que sugiere que ésta separa dos provincias tectónicas diferentes.

Algunos autores interpretaron inicialmente que estos bancos submarinos, y en concreto el banco de Galicia, eran *horst* formados durante el proceso de *rift* cretácico y que subsidieron sólo ligeramente a partir de entonces (p. ej., Montadert *et al.*, 1974[209], Boillot *et al.*, 1979 [29] y Boillot y Malod, 1988 [40]). En general, se ha tendido más hacia la idea de que estos altos son *horst*

originados durante el proceso de *rift* del Mesozoico y levantados durante la compresión terciaria (p. ej., Boillot y Capdevila, 1977; Boillot *et al.*, 1979; Malod *et al.*, 1993) [33, 29, 184]. Manatschal y Bernoulli (1999) [187] sugieren que el levantamiento puede estar relacionado con el proceso de rotura a lo largo de los *detachment* que buzan hacia el océano y que llevaría a un ‘efecto de borde’ isostático causado por el desplazamiento del bloque de techo, que produciría una deficiencia de masa. También se ha discutido sobre si el banco de Vigo puede ser más bien una parte del margen continental que no ha subsidido completamente, en lugar de tratarse de un bloque levantado debido a la tectónica compresiva durante el Cenozoico (Groupe Galice, 1979; Mougénou *et al.*, 1984) [133, 213]. Sea como sea, la geometría de los reflectores sísmicos, la naturaleza de las unidades sismoestratigráficas y la arquitectura de las cuencas son diferentes al este y al oeste del banco de Galicia, lo que sugiere que este bajo batimétrico separa dos provincias tectónicas diferentes del margen de *rift*, una proximal y otra distal. Los bancos submarinos aíslan además la parte distal del margen respecto del continente, lo que explica que a penas lleguen aportes sedimentarios procedentes del continente al margen distal.

Algunos sondeos e inmersiones con sumergible realizadas en esta región permiten conocer la composición del basamento continental del margen oeste de Galicia, aunque su edad y evolución tectónica no están bien definidas. Se han identificado rocas plutónicas y metamórficas (p. ej., Capdevila y Mougénou, 1988 [61]) localmente recubiertas por capas gruesas de areniscas ligeramente metamorizadas, dolomías y rocas volcánoclasticas de edad Devónico superior-Carbonífero inferior (Capdevila y Mougénou, 1988; Mamet *et al.*, 1991) [61, 185]. Una secuencia similar es la que se encuentra en la Zona de Ossa-Morena. Esto sugiere que el margen de Galicia constituye en parte una prolongación hacia el noroeste de esta zona del orógeno varisco (Figura 2.14). En el banco de Galicia, la discontinuidad que separa el basamento de los sedimentos pre-*rift* carbonatados del Titónico, indicativos de un medio sedimentario de aguas someras, muestra evidencias de desarrollo de un suelo durante una emersión en el Mesozoico (Mamet *et al.*, 1991) [185]. Así, el área ocupada por el sector del margen de Galicia debía tener poca profundidad de lámina de agua o estar a nivel del mar antes del inicio del proceso de *rift* durante el Cretácico.

Se han hallado sedimentos turbidíticos cuarzofeldespáticos en la secuencia sin-tectónica que rellena las cuencas del margen profundo de Galicia, al oeste del banco de Galicia. Estos sedimentos se derivan de la erosión subaérea de un alto estrecho que ocupaba la posición actual del banco de Galicia (Winterer *et al.*, 1988) [335], lo que implicaría un levantamiento tectónico del área del banco de Galicia de forma simultánea al proceso de *rift* y subsidencia del margen profundo de Galicia.

Al menos en los alrededores de los bancos de Vigo y Oporto, se ha descrito la presencia de diapiros salinos del Lías (Jurásico inferior), enterrados formando promontorios (Mougénou *et al.*, 1984) [213], aunque este tipo de depósitos evaporíticos no se han registrado más al Norte. También se ha descrito la presencia de depósitos contorníticos en toda la región de bancos submarinos, así como en las plataformas marginales al NO de Galicia (Mougénou *et al.*, 1984; Ercilla *et al.*, 2008; Llave *et al.*, 2013) [213, 109, 176].

### 2.2.5.3. Llanura abisal y zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica

El margen profundo de Galicia y la llanura abisal de Iberia incluyen la parte distal del margen y la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica en el margen oeste de Galicia (Figura 2.8). La zona de transición entre corteza continental y oceánica hacia el oeste se caracteriza por bloques de falla basculados y alargados según una dirección aproximadamente N-S, constituidos por basamento continental y sedimentos pre-*rift* recubiertos por secuencias sedimentarias sin-tectónicas y post-tectónicas relativamente delgadas.

La zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica del margen oeste de la Península Ibérica es, probablemente y por las características del margen, la mejor estudiada de todos los márgenes de *rift* pobre en magma. Tiene una anchura de entre 0-10 y 150 km y se estrecha progresivamente de sur a norte. En ella no se encuentran reflexiones claras de la Moho (Pickup *et al.*, 1996) [238]; en lugar de esto, lo que se observa es un aumento gradual de la velocidad de ondas sísmicas con la profundidad hasta llegar al manto (Chian *et al.*, 1999) [75]. En la zona de transición los factores de estiramiento de la corteza continental son mayores de 4, y se han llegado a identificar

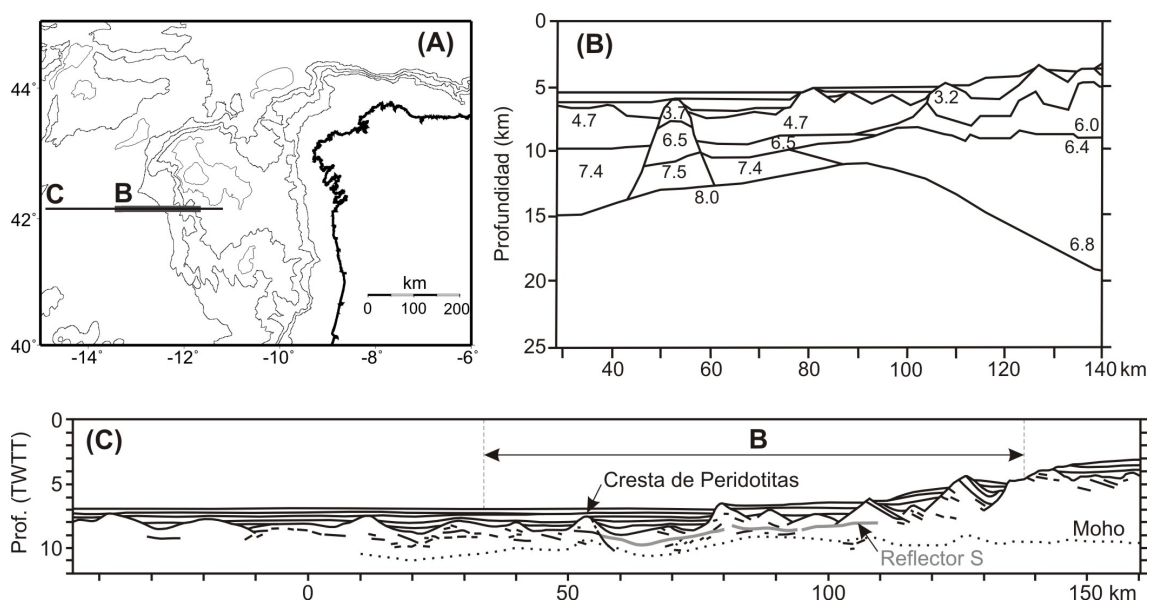


Figura 2.18: Estructura de la llanura abisal de Iberia y la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica, a partir de los perfiles parcialmente coincidentes 6, de sísmica de refracción (B) y GP-101, de sísmica de reflexión (C) (Sibuet *et al.*, 1995) [276]. Ver situación en el mapa (A).

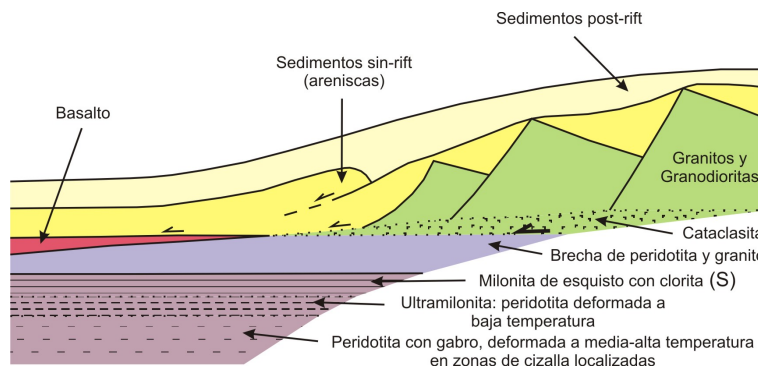


Figura 2.19: Corte esquemático que muestra el contacto tectónico entre la corteza continental superior y las peridotitas serpentizadas en el límite del margen pasivo de Galicia, construido a partir de datos obtenidos con inmersiones de sumergible. Modificado de Boillot *et al.* (1995) [28].

evidencias de al menos tres generaciones de fallas dentro de la fase principal del proceso de *rift*, durante el Cretácico (Reston *et al.*, 1996; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001; Ranero y Pérez-Gussinyé, 2010) [256, 234, 246].

Las subcuencas sedimentarias que se observan en este sector del margen son claramente más asimétricas que las identificadas en la región de la cuenca Interior de Galicia y la cuenca de Oporto. Los bloques de falla basculados que las limitan tienen por debajo una reflexión prominente, el denominado reflector *S* (De Charpal *et al.*, 1978; Boillot *et al.*, 1988) [87, 34], que continúa mar adentro hasta la cresta de peridotitas. Se supone que la cresta de peridotitas se emplazó al final de la fase de *rift* (Feraud *et al.*, 1988) [116] y separa la corteza oceánica normal, sobre la que no se encuentran secuencias sedimentarias sin-*rift*, al oeste, de la delgada corteza transicional, al este (Figura 2.18). En esta parte distal del margen se calcula que el proceso de *rift* y rotura final tuvo lugar entre el Valanginiense y el Aptiense (Boillot *et al.*, 1988) [34]. En la zona más externa del margen no se han muestreado nunca rocas metamórficas de alto grado (facies de granulitas), por lo que se supone que la corteza inferior ha desaparecido en esta zona y que los bloques basculados de corteza continental superior descansan directamente sobre manto litosférico serpentizado en la zona de transición próxima al límite continente-oceano (Boillot *et al.*, 1988) [38] (Figura 2.19).

Louden y Chian (1999) [179] apoyan la interpretación de una corteza transicional en el margen oeste de Iberia constituida primordialmente por peridotita serpentinizada, similar a la identificada con anterioridad por estos autores en los márgenes de *rift* pobre en magma de Labrador y el oeste de Groenlandia (Chian y Louden, 1992; Chian *et al.*, 1995) [73, 72, 76]. La capa de basamento característicamente delgada y de baja velocidad de ondas sísmicas y la presencia de una capa de alta velocidad en la corteza inferior por debajo de la anterior (Figura 2.18, B), son compatibles con la diferenciación de grados de hidratación o serpentización, tal como sugieren también otros autores (Pickup *et al.*, 1996) [238]; las variaciones de velocidad con la profundidad (Discovery 215 Working Group, 1998; Chian *et al.*, 1999) [99, 75] no parecen indicar la presencia, en la zona de transición, de una corteza oceánica generada con tasas de expansión extremadamente lentas (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh y Sawyer, 1996; Louden y Chian, 1999) [276, 329, 179]. El nivel de serpentinitas se extiende hacia el continente por debajo de la corteza continental más adelgazada del margen, y mar adentro por debajo de una delgada capa post-tectónica de basalto (Boillot *et al.*, 1989, 1991; Recq *et al.*, 1996; Whitmarsh *et al.*, 1996; Dean *et al.*, 2000) [36, 30, 248, 330, 94].

La serpentización del manto litosférico y la formación de estructuras de tipo *detachment* del estilo del reflector *S* debieron comenzar una vez que, debido al adelgazamiento progresivo, toda la corteza continental hubo entrado en el régimen frágil y antes de que se produjese la rotura continental (Agrinier *et al.*, 1988, 1996; Scharer *et al.*, 1995; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001) [3, 2, 273, 234]. En esta fase de la deformación, el sentido de movimiento de cizalla en el reflector *S* es motivo de controversia: Reston *et al.* (1995, 1996) [255, 256] opinan que el reflector *S* se ramifica tierra adentro en varias reflexiones, donde la inferior llevaría a una rotura hacia el este, mientras que autores como Boillot *et al.* (1995) [31] y Brun y Beslier (1996) [52] sugieren que el reflector *S* pertenece a un sistema de fallas conjugadas, con una fractura frágil a lo largo de la base de los bloques de falla basculados, que muestra un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el océano, y una zona de falla más profunda con un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el continente.

Numerosos estudios sobre la composición de varias muestras de peridotita serpentizada en diferentes grados, tomadas en varios sondeos del ODP, indican una afinidad subcontinental (Hébert *et al.*, 2001) [135] o un posible origen como residuos tras la fusión asistida por la entrada de fluidos enriquecidos en elementos incompatibles (Muentener *et al.*, 2004) [215], que estaría favorecida por la deformación frágil del manto superior (Beslier *et al.*, 1990; Abe, 2001) [26, 1].

Se ha identificado en la llanura abisal de Iberia, tanto en el sector del margen de Galicia como en el sector más al sur, una cresta norte-sur de manto serpentizado que se supone que marca el límite mar adentro de la zona de transición continente-océano (Zhao, 2001; Sutra *et al.*, 2013) [338, 291]. Esta cresta de peridotitas segmentada tiene unos 10-12 km de ancho y se puede seguir a lo largo de 125-130 km de forma paralela al margen (Boillot *et al.*, 1987, 1988) [42, 38]. Generalmente se encuentra enterrada, excepto en un pequeño monte submarino (Hill 5100) y en la ladera noroeste del banco de Galicia (Sibuet *et al.*, 1987; Boillot *et al.*, 1988) [277, 34]. De sur a norte, la elevación de la cresta respecto del basamento adyacente decrece regularmente (Mauffret y Montadert, 1987) [200]. También de sur a norte, su morfología cambia de ser un relieve casi simétrico al sur, a un relieve asimétrico al norte con el lado oeste más escarpado (Mauffret y Montadert, 1987) [200].

Sibuet *et al.* (1995) [276] interpretan que el límite de la cresta de peridotitas hacia el este es una falla normal activa al final del proceso de *rift*, durante el levantamiento de la cresta, de modo que el reflector *S* intersecta esta estructura en lugar de enlazar con la parte superior de la cresta de peridotitas como sugieren Boillot *et al.* (1978) [42]; al final de la fase de *rift*, la parte superior del manto, compuesta por peridotita serpentizada, de menor densidad que los materiales adyacentes, podría tender a ascender hacia la superficie en las zonas donde el adelgazamiento, la fracturación y la circulación de agua son máximos, por lo que las fallas normales en los flancos de la cresta de peridotitas son esperables (Sibuet *et al.*, 1995) [276]. La cresta de peridotitas está constituida, además de por peridotitas, por intrusiones de gabros (Boillot *et al.*, 1980, 1987, 1988, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996, 1998; Discovery 215 Working Group, 1998) [39, 42, 45, 34, 28, 326, 322, 99].

En el sector sur de la llanura abisal de Iberia se ha interpretado, a partir de datos sísmicos, la presencia de dos crestas de peridotitas, dispuestas en escalón y con un solape, en la dirección E-O, de más de 25 km (Beslier *et al.*, 1993; Sawyer *et al.*, 1994) [22, 269]. No se han encontrado evidencias de que este desfase se deba a la actividad de fallas, lo que hace de este rasgo uno de

los elementos más enigmáticos en la historia geológica de este margen (Whitmarsh *et al.*, 1996, 1998) [326, 322]. Además, estas crestas son paralelas a las isocronas de expansión oceánica que se observan más al oeste y tienen una magnetización remanente dominante de declinación cretácica [99], por lo que algunos autores sugieren que se pueden haber formado por expansión oceánica. También en la zona sur de la llanura abisal de Iberia, se identifica la anomalía magnética M0 (~121 Ma) a menos de 150 km hacia el oeste de la cresta de peridotitas, por lo que éstas deben tener una edad muy próxima a la de la anomalía M0 [338]; esto ha sido confirmado por medio de edades radiométricas (121-110 Ma) obtenidas de las peridotitas muestreadas durante el tramo 173 del ODP en esta región [188].

Las masas de gabros que se observan intruyendo en el manto superior a ambos lados de la cresta de peridotitas (es decir, tanto en la corteza oceánica normal como en la zona de transición), han sido exhumadas a lo largo de las fallas normales asociadas al *rift* mesozoico y, en ocasiones, elevados y exhumados también por fallas de componente compresiva durante el Cenozoico, como ocurre en el flanco noroeste de la región de bancos submarinos (Schärer *et al.*, 1995) [273]. Según las dataciones radiométricas realizadas, estas masas de gabros parecen ser sin-tectónicas, anteriores a la rotura continental (Feraud *et al.*, 1988, 1996; Schärer *et al.*, 1995, 2001) [116, 114, 273, 272]. Minshull *et al.* (2001) [206] estimaron que el espesor medio máximo de fundido que se debió generar en este margen antes del inicio de la expansión oceánica es de 2 km, que sería el compatible con las velocidades sísmicas observadas y la inversión de datos magnéticos. Esta cantidad de material supondría que la capa superior de la zona de transición tendría un 10 % de material procedente de fusión parcial, lo que es compatible con observaciones como que los cuerpos magnéticos tienden a estar profundos en el basamento (Russell y Whitmarsh, 2003) [264] y que la capa inferior de la zona de transición, con velocidades sísmicas próximas a los 7.5 km/s, tendría cerca de un 40 % de materiales procedentes de la fusión parcial (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2006) [231].

Los basaltos de la corteza oceánica ‘normal’ de la llanura abisal de Iberia cubren parcialmente la peridotita serpentinizada y el gabro al oeste de la cresta de peridotitas (Kornprobst *et al.*, 1988; Malod *et al.*, 1993; Charpentier *et al.*, 1998) [155, 184, 70] y se engrosan mar adentro (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996) [276, 330].

### 2.2.6. Sismicidad y neotectónica

Para proporcionar una idea del nivel de sismicidad en el área de trabajo, se ha estudiado el catálogo de terremotos del Instituto Geográfico Nacional en la zona de estudio, incluyendo tanto eventos registrados instrumentalmente como pertenecientes al registro histórico. Una vez filtrados los sismos por su error en la profundidad y su error epicentral, se han representado en la Figura 2.20. La magnitud de los eventos registrados en el margen continental del Galicia y su entorno es muy baja, de entre 1 y 3,5 para la gran mayoría de eventos (Figura 2.21). Son un total de 3.357 terremotos registrados, y sus profundidades focales rara vez superan los 30 km (Figura 2.21).

Como se puede observar en la Figura 2.20, la sismicidad en la región es difusa y de magnitud moderada. La distribución de los eventos forma una banda groseramente ENE-OSO, y se han registrado varios eventos con magnitud superior a 4. Sin embargo, la localización de los eventos en esta región está mal constreñida debido sobre todo a una geometría poco apropiada en el diseño de la red sísmica permanente (Díaz *et al.*, 2008) [86], ya que la mayor parte de los eventos han sido registrados sólo en estaciones sísmicas localizadas en la Península Ibérica.

En tierra, aparecen algunas agrupaciones de terremotos que han sido estudiadas en detalle, por ejemplo, por Rueda y Mezcua (2001) [263] y Martínez-Díaz *et al.* (2002) [192]. En mar, distinguimos tres grandes zonas sismogénicas, coincidentes con las identificadas anteriormente por Díaz *et al.* (2008) [86]:

- Una banda de eventos a lo largo de la estrecha franja de plataforma continental del margen atlántico, con magnitudes en general inferiores a 4.
- Una agrupación de terremotos al noreste de Cabo Ortegal, asociada con el margen convergente del norte de Iberia.
- Una banda ENE-OSO de terremotos aproximadamente entre las latitudes 42°N y 44°N, con varios eventos de magnitud superior a 5, que se extiende a lo largo de todo el margen continental del oeste de Galicia. Díaz *et al.* (2008) identifican esta alineación con la localización

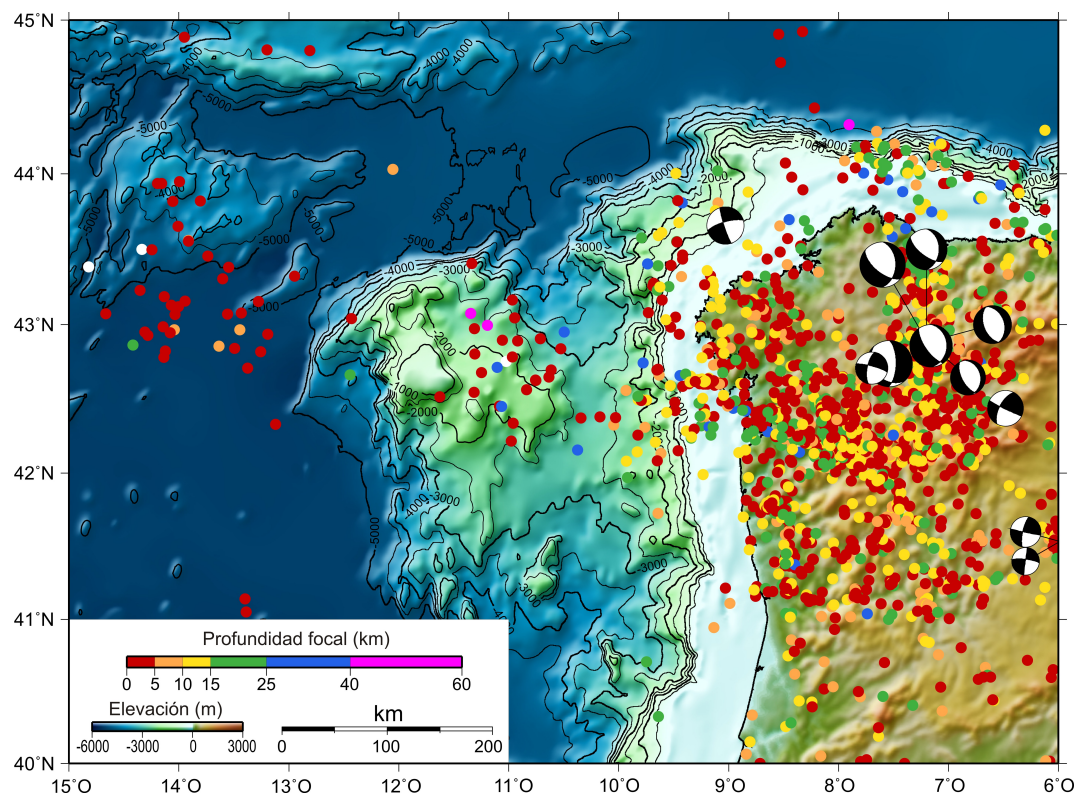


Figura 2.20: Distribución de epicentros y mecanismos focales en el margen continental de Galicia representados en función de la profundidad calculada para los hipocentros. Los datos utilizados se han filtrado del catálogo del Instituto Geográfico Nacional y corresponden tanto a terremotos históricos como a todos los registrados en el período instrumental hasta 2009, sumando un total de 3.357 eventos registrados. Mecanismos focales procedentes de los catálogos de Stich *et al.* (2003) [290], Instituto Geográfico Nacional, CMT de Harvard, Med-Net e Instituto Andaluz de Geofísica. Datos topo-batimétricos procedentes del Atlas Digital GEBCO. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

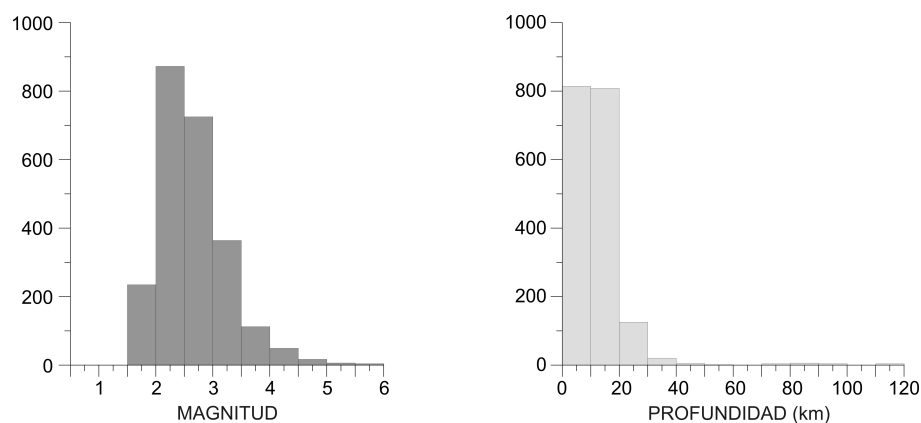


Figura 2.21: Histogramas de distribución de los terremotos registrados en el entorno del margen continental de Galicia, en función de su magnitud (izquierda) y su profundidad (derecha). Datos procedentes del catálogo común del Instituto Geográfico Nacional, para el periodo comprendido entre enero de 1900 y junio de 2015.



aproximada del antiguo límite de placas del Surco de King - Ascenso de Azores-Vizcaya - Surco Norte de Iberia (Grimaud *et al.*, 1982; Roest y Srivastava, 1991) [132, 261], relacionando la sismicidad actual en el margen con ese antiguo límite de placas, que se expresaría en la actualidad como una zona de debilidad.

Cabe destacar que Moreira (1991) [211] considera el entorno del banco de Galicia como una zona generadora de maremotos; relaciona un evento de magnitud 5,6 con un pequeño maremoto que afectó a las costas del noroeste de Iberia el 20 de junio de 1936, y menciona informaciones escasas sobre otro maremoto acontecido en el año 949 que afectó al norte de Portugal y la costa oeste de Galicia. Los epicentros de los dos sismos generadores de sendos *tsunamis* estarían situados en el banco de Galicia.

En la Figura 2.20 se han incluido también los mecanismos focales de varios terremotos, calculados con los datos de los catálogos de Stich *et al.* (2003) [290], del Instituto Geográfico Nacional, de la base de datos CMT de Harvard, de Med-Net y del Instituto Andaluz de Geofísica. Las soluciones obtenidas corresponden mayoritariamente a terremotos con epicentros en tierra, salvo uno en mar, frente a la costa noroeste de de Galicia. Se observan dos tipos de mecanismos focales: de falla normal o normal-direccional (con planos nodales de orientación aproximada NO-SE y NE-SO a NNO-SSE y OSO-ENE) y de desgarre más o menos puro (con planos nodales de orientación groseramente ENE-OSO y NNE-SSO en los de desgarre de sentido lateral derecho, y ESE-ONO y NNO-SSE para el desgarre en sentido lateral izquierdo localizado en la plataforma marginal de Ortegal).

### 2.2.7. Campo de esfuerzos actual

Se han observado varios cambios en la dirección de convergencia entre África y Eurasia durante el Neógeno: NNE desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior, NNO desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior, y NO desde el Mioceno superior (De Vicente *et al.*, 2008) [90]. Se asume que a partir del Mioceno superior, el régimen de desgarre en la Península Ibérica, con dirección de máxima compresión NO-SE, se ha mantenido prácticamente de forma constante hasta la actualidad (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; De Vicente *et al.*, 1996, 2008; Herráiz *et al.*, 2000; De Vicente, 2004) [124, 92, 90, 137, 88]. En el mapa de esfuerzos activos de la Península Ibérica (Figura 2.22, Muñoz-Martín *et al.*, 2012 [220]), se observa cómo el margen continental de Galicia las trayectorias de máximo esfuerzo horizontal varían entre la dirección NO-SE en el margen oeste, y la dirección NNO-SSE en el sector al noroeste de Galicia, y los modelos de régimen de esfuerzos en la Península Ibérica (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225] indican que prácticamente la mayor parte del margen continental de Galicia se encuentra bajo un régimen de esfuerzos transtensivo, encontrando la mitad sur de la cuenca Interior de Galicia y el sur de la región de bancos submarinos en un régimen de desgarre a transpresivo (Figura 2.23).

Los análisis de mecanismos focales de terremotos y de fallas Plio-Cuaternarias en la Península Ibérica indican una gran variedad en el tipo de fallas en la zona del noroeste (Ramírez *et al.*, 1998; Herráiz *et al.*, 2000; Stich *et al.*, 2003) [244, 137, 290], coherente con un campo de esfuerzos regional de régimen medio de desgarre (De Vicente *et al.*, 2008) [90]. En la región noroeste de Iberia se observa además una variación de los esfuerzos de norte a sur, teniendo una componente compresiva al sur del sector y extensiva en el norte (en la mayor parte de Galicia). Bajo el régimen de esfuerzos actual en el entorno de Galicia, con máxima compresión en dirección NO-SE, se favorece la actividad de fallas normales de dirección NO-SE, pero también de fallas de desgarre NNE-SSO (sentido lateral izquierdo) y ESE-ONO (sentido lateral derecho), y de fallas inversas secundarias de dirección NE-SO [90] (Figura 2.24. Ver Figura 2.20).

## 2.3. Estudios geofísicos previos

Black *et al.* (1964) [27] fueron los primeros en estudiar el área del banco de Galicia por medio de técnicas batimétricas y geomagnéticas, sísmica de reflexión y dragas. Así, mostraron cómo estos bancos submarinos no magnéticos eran probablemente bloques de corteza continental colapsados. A partir de este momento se comienza a explorar de forma más intensiva el margen occidental de la



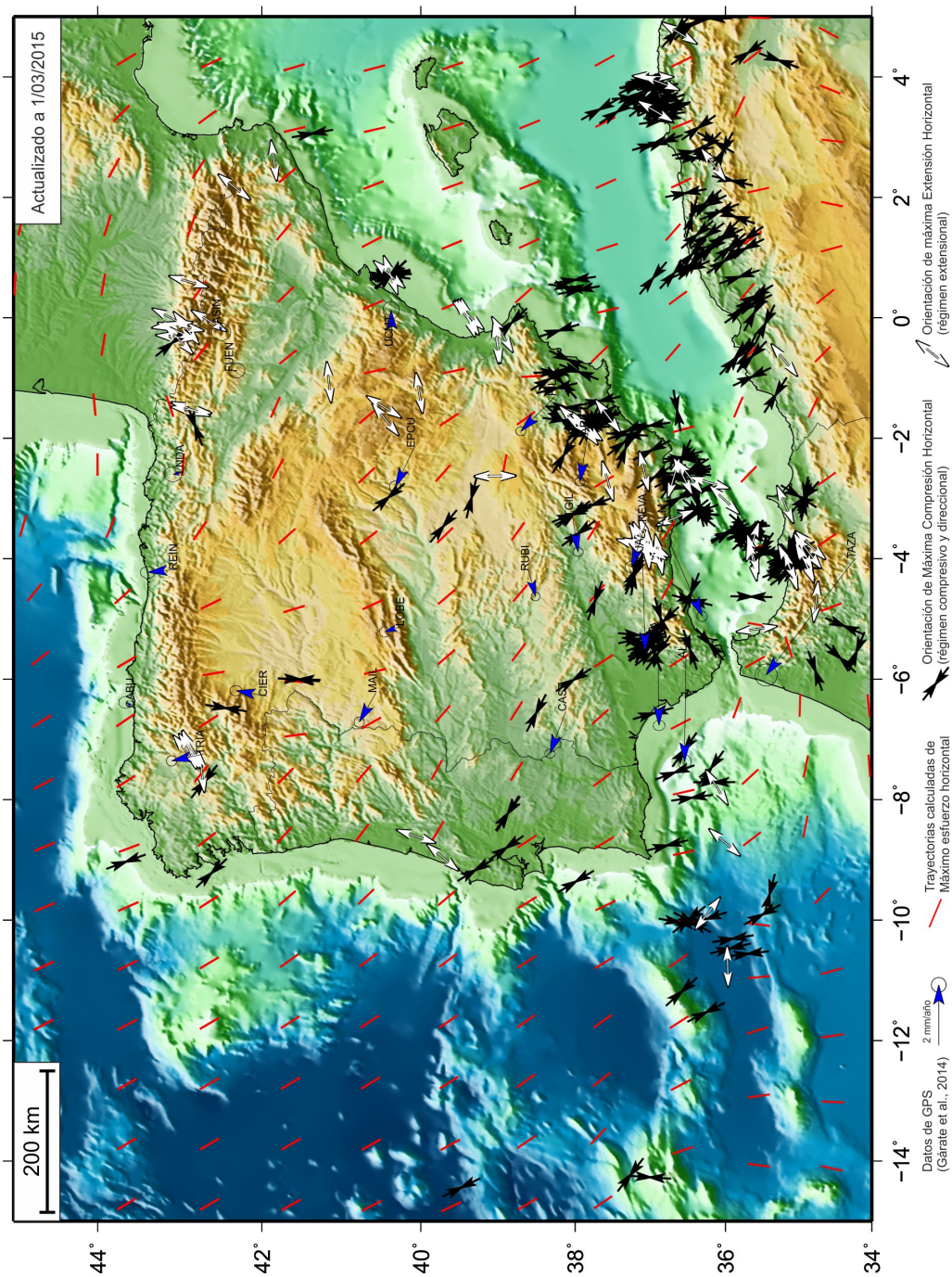


Figura 2.22: Mapa de esfuerzos activos de la Península Ibérica. Las flechas negras indican la orientación del máximo acortamiento horizontal (Dex), para regímenes compresivos y de desgarre. Las flechas blancas indican la dirección de extensión horizontal (Dex). Tomado de Muñoz-Martín *et al.* (2012) [220] y actualizado a la fecha de 01/03/2015 (<https://www.ucm.es/tectonofisica-aplicada>).

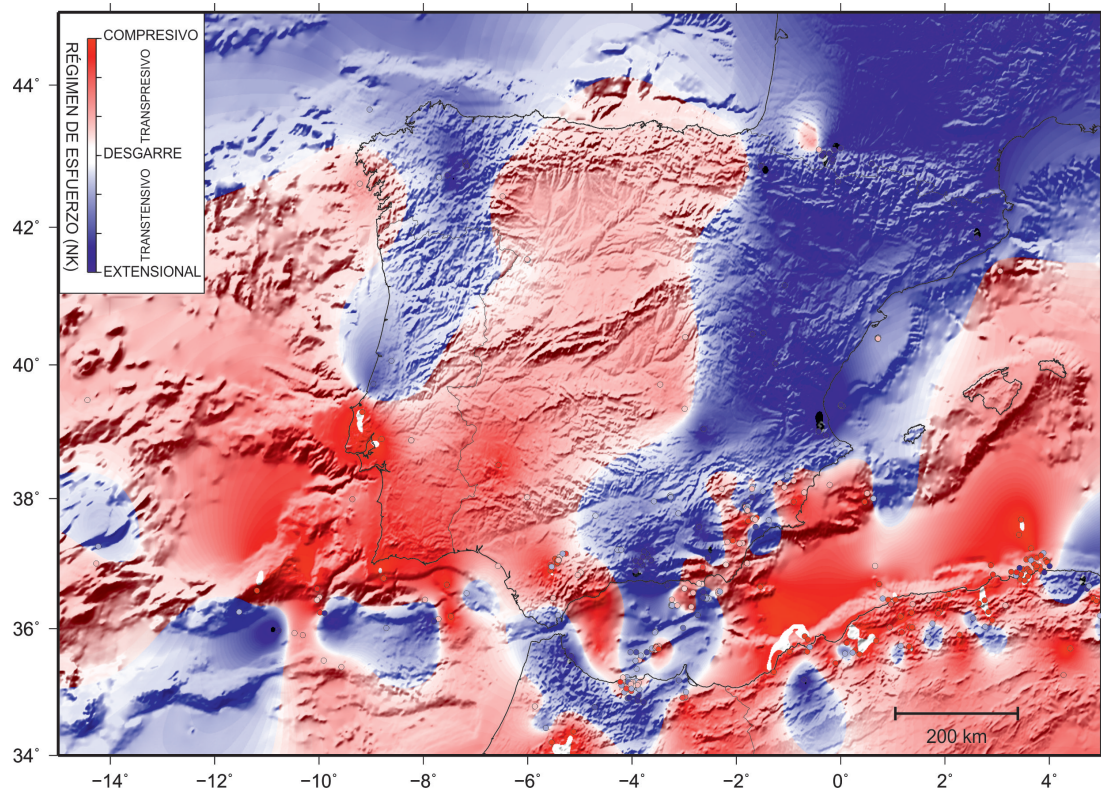


Figura 2.23: Mapa del régimen de esfuerzos activos de la Península Ibérica interpolado a una malla regular de 10' de grado (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225] y actualizado a la fecha de 01/03/2015 (<https://www.ucm.es/tectonofisica-aplicada>).

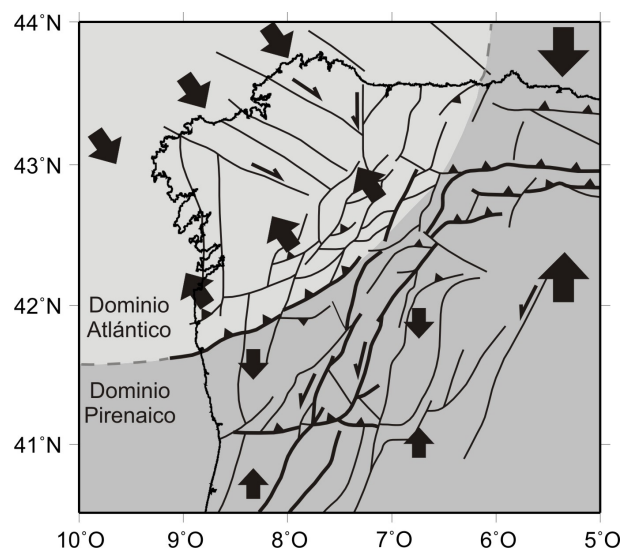


Figura 2.24: Fallas activas y dominios de paleoesfuerzos en el extremo NO de Iberia durante el la orogenia pirenaica (Eoceno-Oligoceno). En el dominio pirenaico predominan estructuras relacionadas con la convergencia N-S entre Iberia y Eurasia, mientras que en el dominio atlántico la dirección de máxima compresión es NO-SE. Modificado de De Vicente *et al.* (2008) [90].



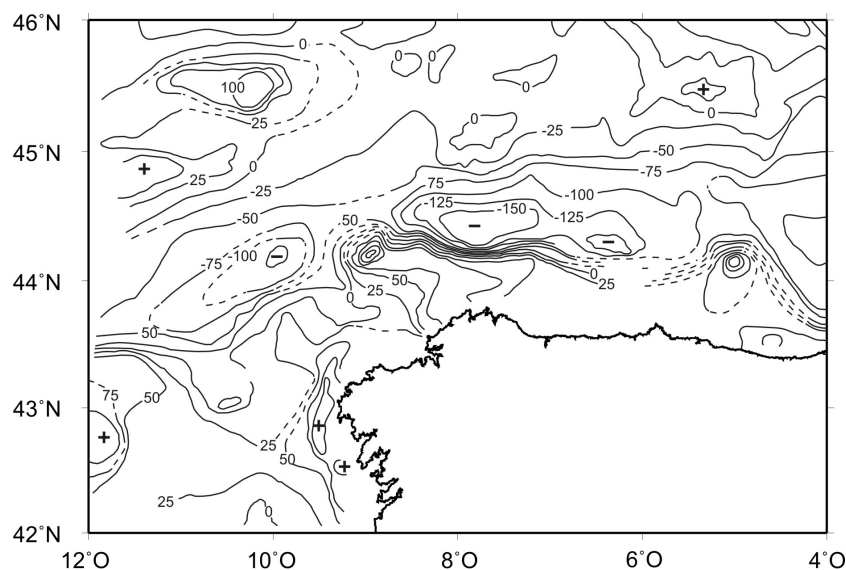


Figura 2.25: Mapa de anomalía de Aire Libre del Golfo de Vizcaya y parte del margen continental del oeste de Galicia, modificado de Bacon y Gray (1970) [14]. Contornos cada 25 mGal.

Península Ibérica, donde se han desarrollado varios tramos del Deep Sea Drilling Project (DSDP) y el Ocean Drilling Project (ODP).

A continuación se resumen algunos de los trabajos de mayor relevancia, de cara a esta investigación, llevados a cabo con anterioridad por otros autores en la zona de estudio y que no se han mostrado con anterioridad en esta memoria.

### 2.3.1. Gravimetría

El primer estudio gravimétrico en el entorno del margen continental de Galicia es el realizado por Bacon y Gray (1969) [15], ampliado posteriormente hacia el este del Golfo de Vizcaya por Bacon y Gray (1970) [14]. Consiste en la elaboración de un mapa de anomalía de Aire Libre del Golfo de Vizcaya y parte del margen continental del oeste de Galicia, hasta las proximidades de la región de bancos submarinos (Figura 2.25). En él identifican una serie de mínimos gravimétricos que relacionan con el efecto de borde debido a la proximidad al continente y con la descompensación isostática local de las acumulaciones sedimentarias del pie del talud.

Como parte de los trabajos desarrollados en el tramo 47 del DSDP, los componentes del Groupe Galice (1979) [133] realizan un levantamiento de anomalía gravimétrica de Aire Libre en el margen oeste y noroeste de Galicia. A partir de este mapa distinguen diferentes dominios (Figura 2.26):

1. El banco de Galicia, correspondiente a un marcado máximo de anomalía de Aire Libre (A).
2. La cuenca Interior de Galicia, caracterizada por valores negativos y con un gradiente muy marcado hacia el oeste, al aproximarse al banco de Galicia (B).
3. Al norte del banco de Galicia, se identifica una anomalía de Aire Libre muy negativa con orientación NE-SO (C), que se extiende hacia el surco norte de Iberia, y que relacionan con una fosa generada durante la compresión Cenozoica (Le Pichon y Sibuet, 1971) [167].
4. La llanura abisal de Iberia presenta anomalías ligeramente negativas y de gran extensión que les hacen descartar la presencia de una estructura compresiva como la que se observa hacia el norte del margen (D).

Trabajos posteriores como el de Álvarez-Marrón *et al.* (1997) [7] presentan varios modelos gravimétricos, uno de ellos realizado sobre la línea IAM-12 (Figura 2.27, ver situación en la Figura 2.32). Estos modelos están basados en sismica de refracción y realizados a partir de datos de anomalía de

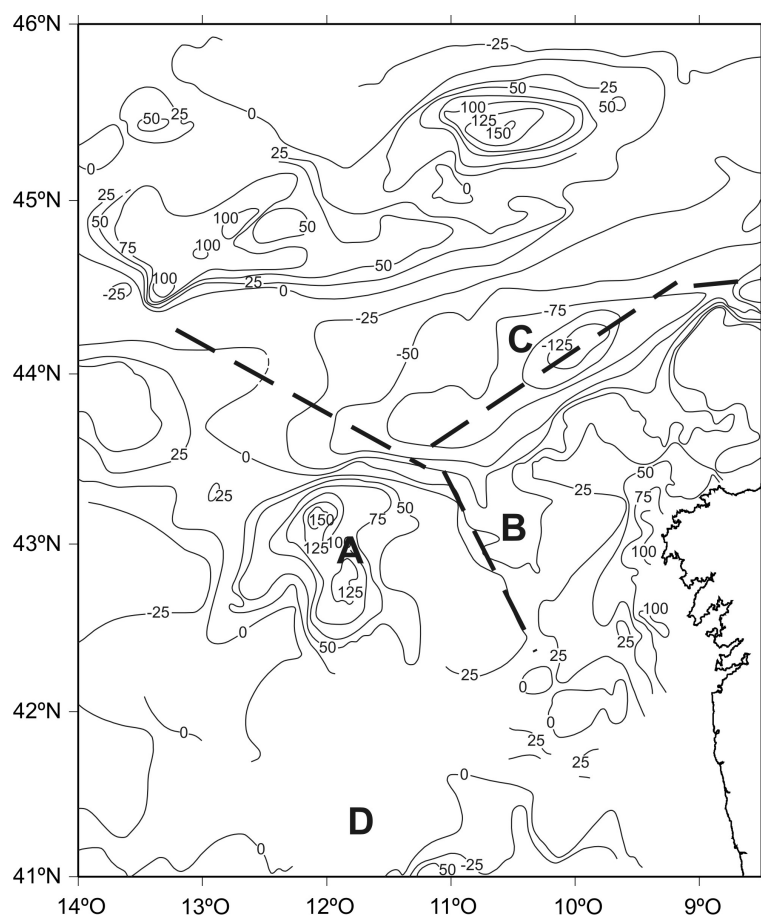


Figura 2.26: Mapa de anomalía de Aire Libre del Golfo de Vizcaya y parte del margen continental de Galicia, modificado de Groupe Galice (1979) [133]. Contornos cada 25 mGal. La línea gruesa de trazos indica los límites entre dominios (ver explicación en el texto).

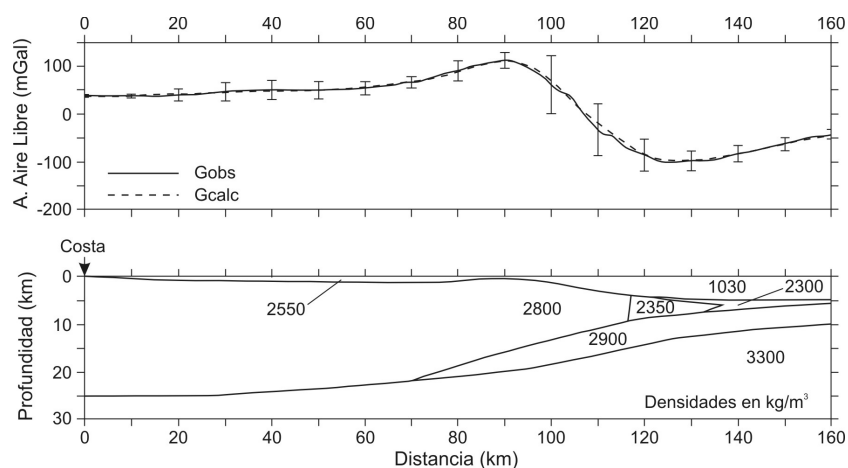


Figura 2.27: Modelo gravimétrico realizado a partir del perfil de sismica de refracción IAM-12. Las barras indican el rango de valores de gravedad dentro de una desviación estándar del perfil promedio. Modificado de Álvarez-Marrón *et al.* (1997) [7]. Ver situación en la Figura 2.32.

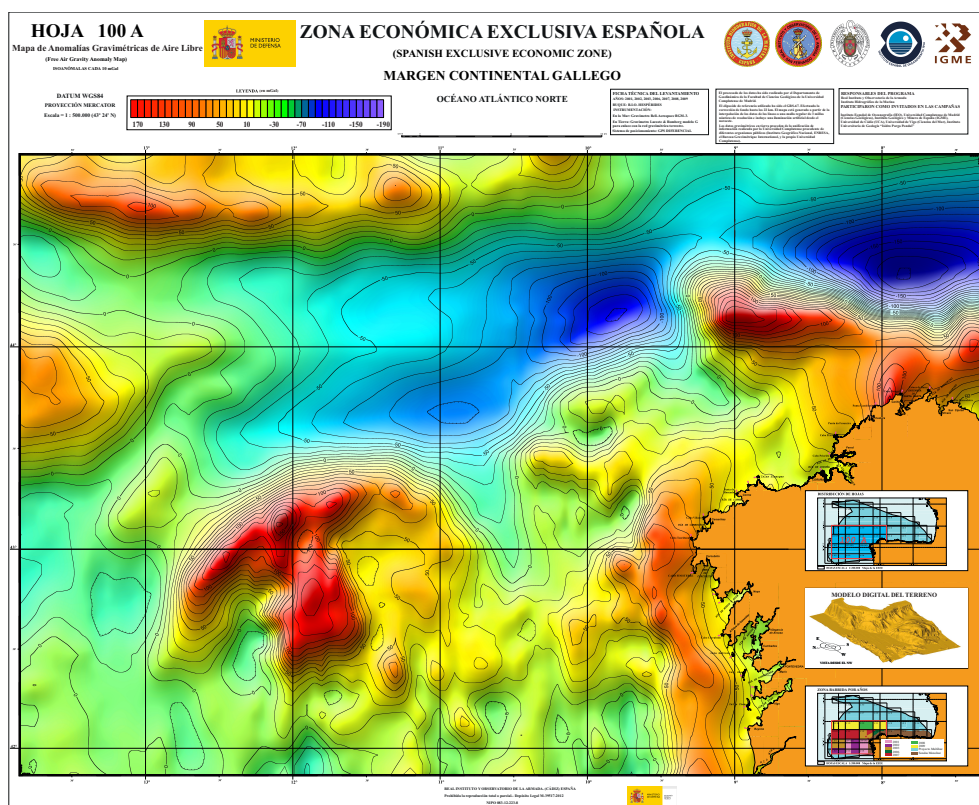


Figura 2.28: Hoja oficial del mapa de anomalías gravimétricas de Aire Libre del margen continental de Galicia (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

Aire Libre derivada de altimetría espacial, y sirven de apoyo para la descripción de la estructura profunda del margen continental del norte de Iberia que modelan a partir de datos sísmicos.

Como parte de la publicación de los mapas generales del Plan ZEEE en el margen continental de Galicia (Martín Dávila *et al.*, 2012 [189]), se incluyeron las hojas oficiales de anomalías gravimétricas de Aire Libre y de Bouguer, con una resolución de 3 millas náuticas y a escala 1:500.000 (Figuras 2.28 y 2.29).

### 2.3.2. Geomagnetismo

A lo largo de las últimas décadas se han publicado varios mapas de anomalías geomagnéticas en el Atlántico Norte. Trabajos relevantes son los de Verhoef *et al.* (1986) [310], Srivastava y otros (Srivastava y Tapscott, 1986 [287]; Srivastava y Verhoef, 1992 [288]; Srivastava *et al.*, 2000 [286]), orientados a la reconstrucción cinemática de la evolución del Atlántico Norte.

En el marco del proyecto del *World Digital Magnetic Anomaly Map* (WDMAM), se han publicado varias mallas globales de anomalías geomagnéticas. La versión más reciente disponible tienen una resolución de 2 minutos de arco (Maus *et al.*, 2009 [202]; Quesnel *et al.*, 2009 [242]).

Como parte de la publicación de los mapas generales del Plan ZEEE en el margen continental de Galicia (Martín Dávila *et al.*, 2012 [189]), se publicó la hoja oficial de anomalías geomagnéticas, con una resolución de 1 milla náutica y a escala 1:500.000 (Figura 2.30).

A una escala regional, Catalán *et al.* (2015) [68] han publicado una malla del margen continental del oeste de Iberia con una resolución de 6\*6 km, derivada de la base de datos empleada para la segunda versión del WDMAM publicado por Quesnel *et al.* (2009) [242]. El mapa resultante se muestra en la Figura 2.31. Esta malla de anomalías incluye, además de la información geomagnética de las bases de datos mundiales, la adquirida por el Plan ZEEE, y en su elaboración se ha realizado una nivelación específica para la zona de trabajo.

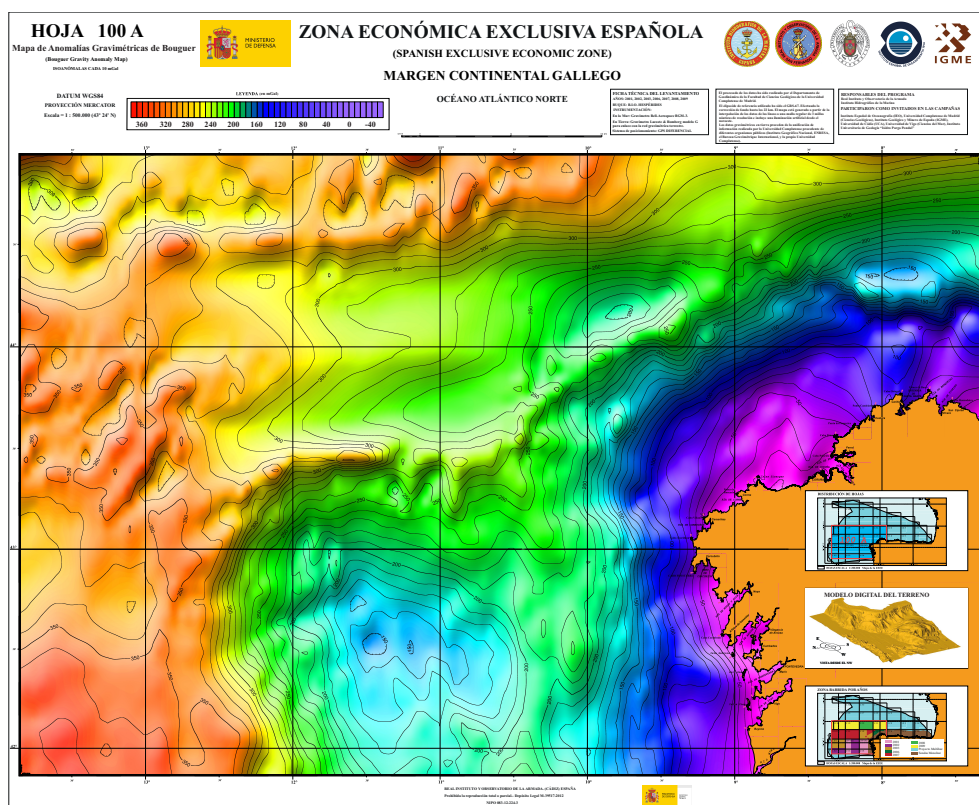


Figura 2.29: Hoja oficial del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer del margen continental de Galicia (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

### 2.3.3. Sísmica de refracción

Han sido varios los trabajos desempeñados en el margen continental de Galicia con la intención de modelar su estructura profunda a partir de técnicas sísmicas de refracción. En la Figura 2.32 se muestra la situación de los perfiles sísmicos de refracción profunda de mayor relevancia para el desarrollo de esta investigación.

En general, la mayoría de los trabajos se han enfocado hacia el estudio de la estructura extensiva del margen, de modo que gran parte de los perfiles sísmicos desarrollados en mar tienen una orientación más o menos E-O. De éstos, algunos de los modelos se han mostrado ya a lo largo de este capítulo al explicar las características de la cuenca Interior de Galicia (Figura 2.17) (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [232] y de la zona de transición entre corteza continental y oceánica (Figura 2.18) (Sibuet *et al.*, 1995) [276]. En ellos, como en el modelo de velocidad+densidad realizado a partir de la línea sísmica IAM-11 (Figura 2.33) (González *et al.*, 1999) [130], y en el modelo de velocidades sísmicas del perfil IAM-9 (Whitmarsh *et al.*, 2001) [327], realizado más al sur en la llanura abisal de Iberia (Figura 2.34), se suele observar la estructura extensiva mesozoica, con los bloques de basamento basculados que dan lugar a estructuras de *graben* y *semigraben* y una superficie de la Moho que se encuentra a menor profundidad en las regiones de la cuenca Interior de Galicia (Figura 2.17) y de la zona de transición entre corteza continental y oceánica, donde además se suele observar modelado un nivel inferior de corteza de alta velocidad (Figuras 2.18 y 2.34).

En la zona de estudio, sólo el perfil IAM-12 (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Fernández-Viejo *et al.*, 1998) [7, 118], en el margen norte de Galicia (ver localización en la Figura 2.32, y modelo gravimétrico en la Figura 2.27), y el perfil ISE-9 de Clark *et al.* (2007) [78], realizado en el margen oeste de Galicia (ver Figuras 2.32 y 2.35) tienen una orientación N-S, más adecuada para observar las posibles estructuras relacionadas con la compresión cenozoica. Clark *et al.* (2007) [78] modelan en su trabajo una estructura cortical N-S de grandes bloques basculados limitados por fallas normales, formando un ‘mega-deslizamiento’ de escala cortical. Esto les lleva a interpretar una



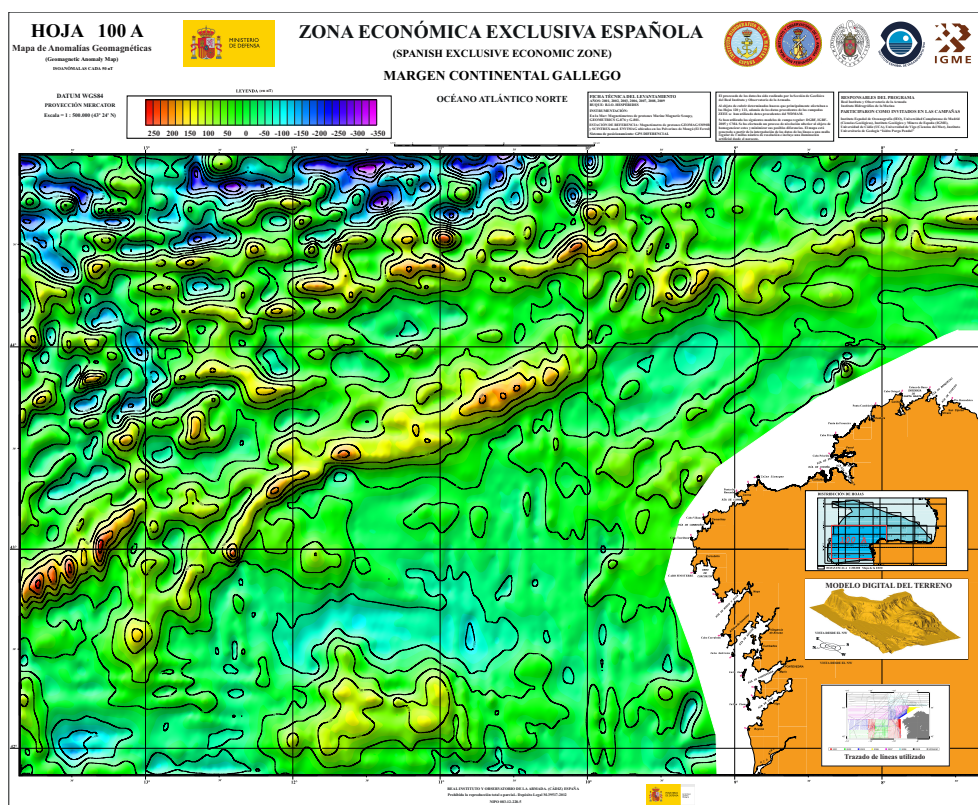


Figura 2.30: Hoja oficial del mapa de anomalías geomagnéticas del margen continental de Galicia (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

extensión de dirección NE-SO entre el Titónico (Jurásico superior) y el Valanginiense (Cretácico inferior) y de similar magnitud a la acontecida durante el proceso de *rift* mesozoico, de dirección aproximadamente E-O.

### 2.3.4. Sísmica de reflexión

Son numerosos los estudios realizados a partir de datos sísmicos de reflexión en el entorno del margen continental de Galicia. La mayor parte de ellos han estado dirigidos a la interpretación de la evolución estratigráfica del margen, en ocasiones con el apoyo de dragas y sondeos, como es el caso de los trabajos del Groupe Galice (1979) [133] y Mauffret y Montadert (1987) [200]. En la Figura 2.36 se muestra la situación de los perfiles sísmicos de reflexión de mayor relevancia para el desarrollo de esta investigación.

#### 2.3.4.1. Sismoestratigrafía

Los componentes del Groupe Galice [133] son los primeros en presentar una estratigrafía acústica bastante completa, realizada a partir de perfiles sísmicos en el área de los bancos de Galicia y Vigo y datos de dragas y sondeos del DSDP (Sondeo 398). En general, observan una correlación entre bajos batimétricos y altos del basamento, salvo en el caso del banco de Vigo, que en su parte central tiene una secuencia sedimentaria bastante espesa. Mauffret y Montadert (1987) [200] proponen una modificación sobre la sismoestratigrafía propuesta por el Groupe Galice (1979) [133], a partir de perfiles sísmicos calibrados con los resultados del DSDP y los del Tramo 103 del ODP. Posteriormente, Murillas *et al.* (1990) [221] vuelven a describir estas formaciones y algunas reflexiones más profundas con la misma nomenclatura que Mauffret y Montadert (1987) [201]. Más recientemente, Ercilla *et al.* (2008) [109] han realizado una revisión de la sismoestratigrafía de la región. En el Cuadro 2.2 se muestra un resumen comparativo entre las unidades sismoestratigráficas identificadas por cada grupo de investigadores. Las velocidades de cada unidad varían según los

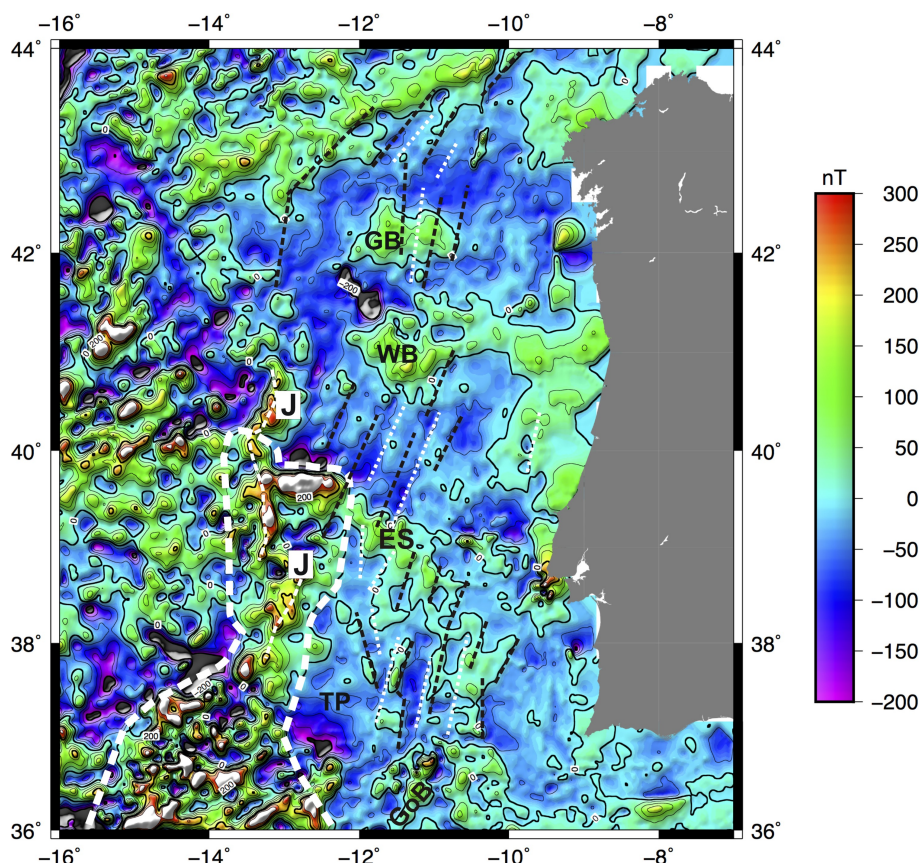


Figura 2.31: Mapa de anomalías magnéticas escalares en el margen occidental de Iberia, a 6 km de resolución. Isolíneas cada 200 nT. En línea discontinua blanca se representa el Madeira Tore Rise. ES: espolón de Extremadura, GoB: banco de Goringe, GB: banco de Galicia, WB: bancos orientales, TP: llanura abisal del Tajo. En trazo blanco discontinuo se representa la anomalía *J* (etiquetada con esa letra). Las alineaciones magnéticas negativas son representadas mediante líneas discontinuas negras, mientras que las alineaciones positivas han sido representadas mediante líneas punteadas blancas. Tomado de Catalán *et al.* (2015) [68].

autores. En el caso de los valores de espesor sedimentario obtenidos por Ercilla *et al.* (2008) [109] en milisegundos, se ha hecho una conversión estimativa a metros empleando las velocidades de transmisión de ondas sísmicas calculadas por Murillas *et al.* (1990) [221] para las mismas unidades. La interpretación sismoestratigráfica realizada por Wilson *et al.* (1996, 2001) [334, 333] difiere bastante de las que ya hemos mencionado, lo que puede estar justificado por el hecho de que sus trabajos se centraron exclusivamente en la zona de la llanura abisal de Iberia.

A modo de síntesis, las unidades sismoestratigráficas que distinguimos en el margen continental de Galicia son las que se describen a continuación (ver Cuadros 2.2 y 2.3 y Figuras 2.37 y 2.38):

- *Unidad 1*:  $V = 1,1 - 2,2$  km/s, según autores. Del Eoceno superior a la actualidad. Los componentes del Groupe Galice (1979) [133] distinguieron en esta formación dos miembros pero, más tarde, Mauffret y Montadert (1987) [200] la subdividen en tres secuencias. Posteriormente, Murillas *et al.* (1990) [221] vuelven a distinguir sólo dos secuencias: la 1A, que engloba a la 1A y la 1B de Mauffret y Montadert (1987) [200], y la 1B, que equivale a la 1C de Mauffret y Montadert (1987) [201]. Ercilla *et al.* (2008) [109] consideran una sola unidad, sin distinción de secuencias. Siguiendo la descripción de Mauffret y Montadert (1987) [200] para esta Unidad 1, la secuencia superior (1A) tiene buena continuidad, está ampliamente distribuida y es de amplitud variable; se trata de sedimentos pelágicos con contenido uniforme de carbonato y turbiditas, del Mioceno superior a recientes. La secuencia 1A es acústicamente transparente o con reflectores ligeramente planoparalelos y cubre la topografía anterior, mientras que su estratificación interior y su superficie superior (el fondo marino actual) son planas y



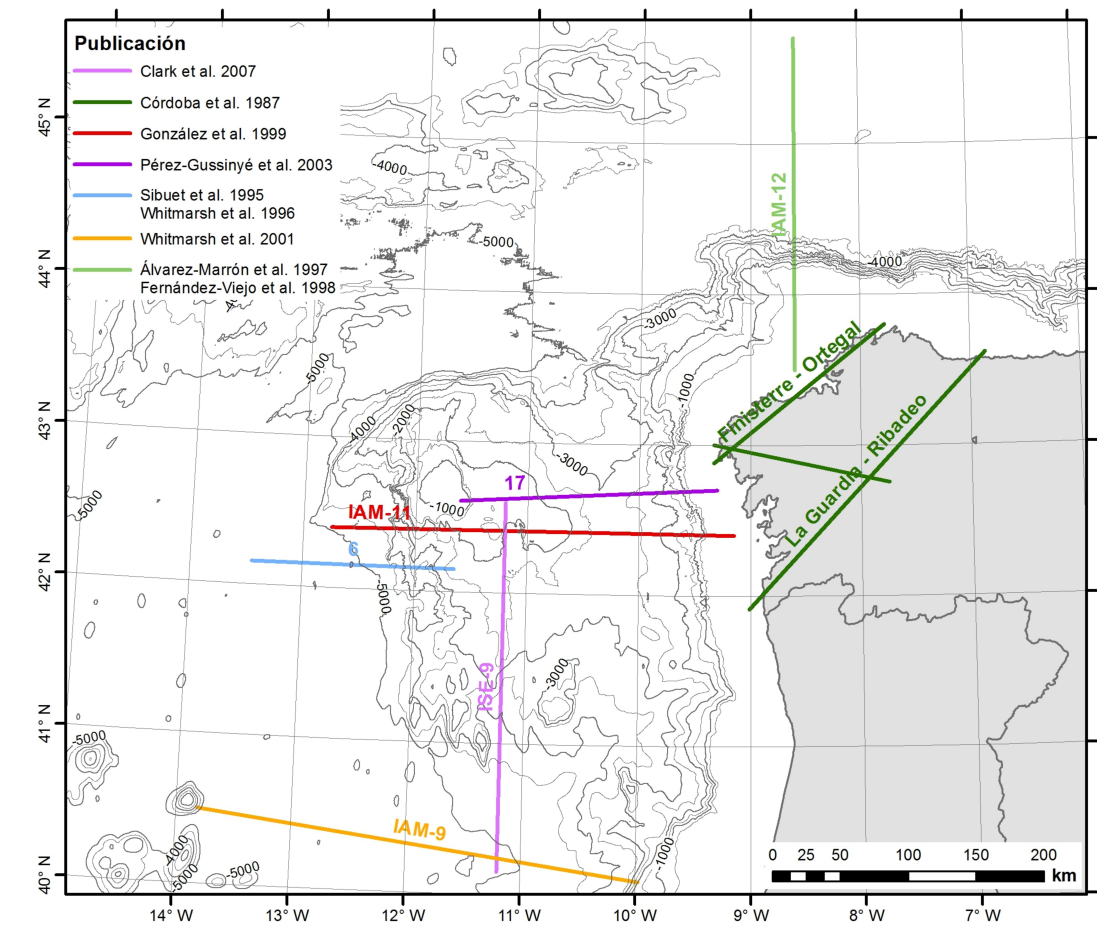


Figura 2.32: Mapa batimétrico sobre el que se muestra la situación de las líneas sísmicas de refracción de más relevancia para esta investigación.

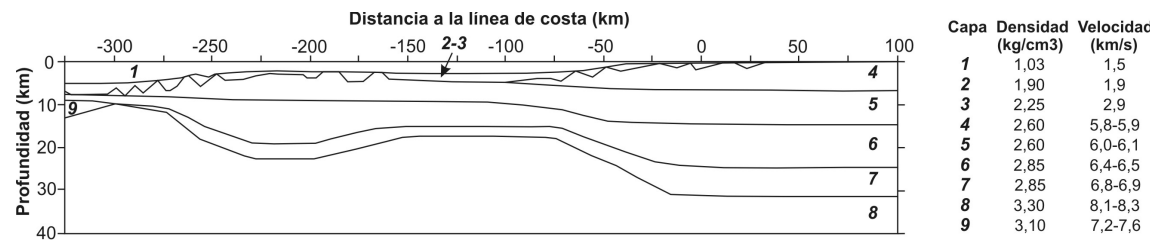


Figura 2.33: Modelo de velocidad+densidad a lo largo de la línea sísmica IAM-11. Las distancias están referidas a la línea de costa. Ver localización en la Figura 2.32. Modificado de González *et al.* (1999) [130].

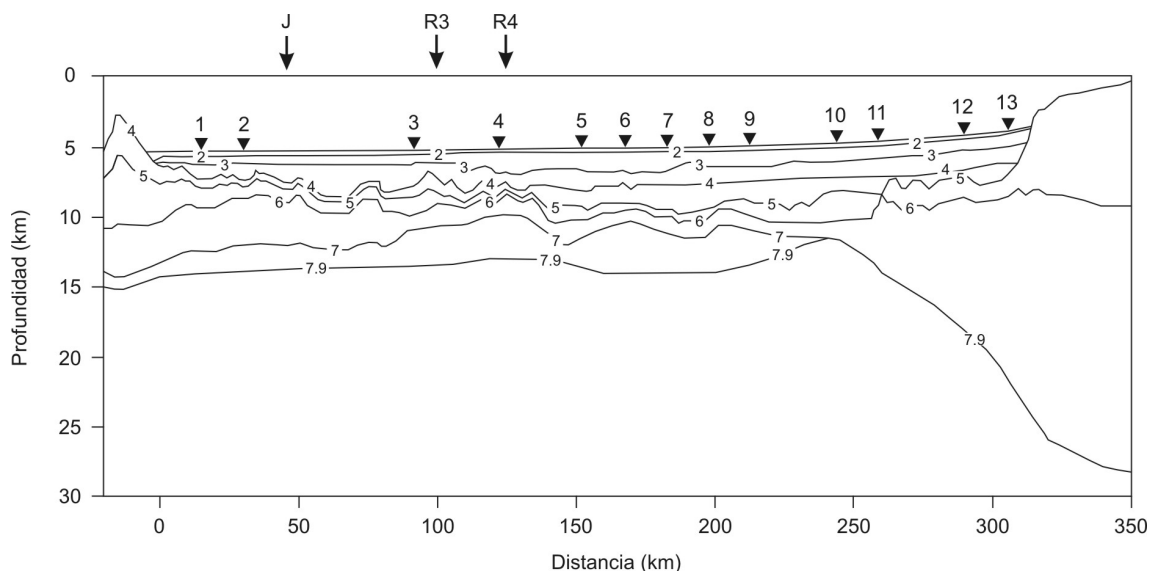


Figura 2.34: Modelo de velocidades a lo largo del perfil sísmico IAM-9, realizado a partir del trabajo de Dean *et al.* (2000) [94], basado en las observaciones realizadas en 13 hidrófonos y sismógrafos de fondo oceánico (numerados y señalizados con triángulos negros sobre la superficie del fondo). R3, R4 y J corresponden a las dos crestas de peridotita desfasadas identificadas en esta región y a la anomalía magnética J, respectivamente [327].

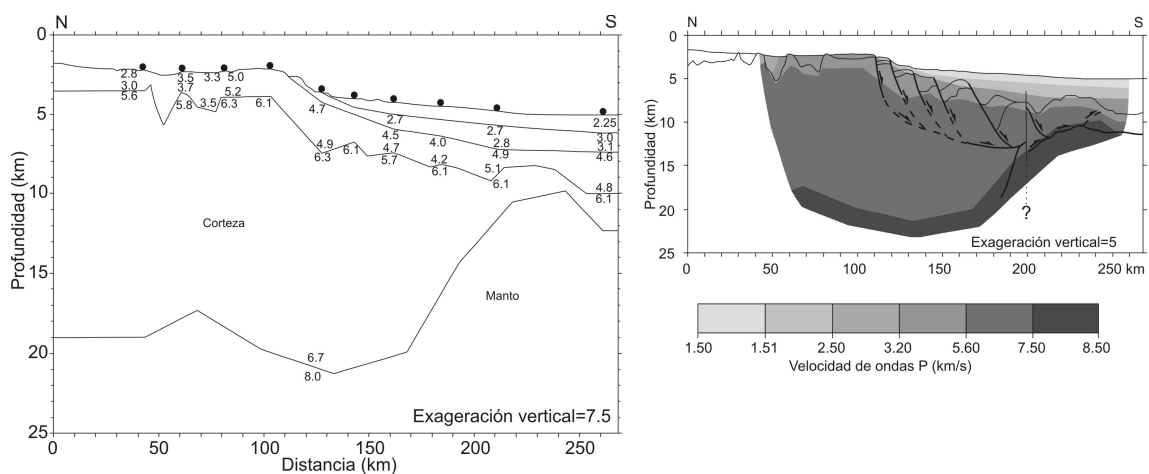


Figura 2.35: Izquierda: Modelo de velocidades a lo largo del perfil sísmico ISE-9; la localización de los OBS se muestra como círculos negros sobre el perfil. Derecha: Interpretación de la línea de sísmica de reflexión ISE-9 superpuesta al modelo de velocidades anterior. Modificado de Clark *et al.* (2007) [78]. Ver localización del perfil en las Figuras 2.32 y 2.36.

Cuadro 2.2: Comparación entre las unidades sísmostratigráficas identificadas en el margen continental del oeste de Galicia por los autores de Groupe Galice (1979) [133], Mauffret y Montadert (1988) [201], Murillas *et al.* (1990) [221], Wilson *et al.* (1996, 2001) [334, 333] y Ercilla *et al.* (2008) [109]. Se indican el espesor máximo y la velocidad media de cada unidad. En negrita, se señala el nombre de la unidad, variable según los autores.

Sistema	Serie	Piso	DSDP, Sondeo 398 Banco de Vigo Groupe Galice (1979)	ODP, Tramo 103 Margen Profundo de Galicia Mauffret y Montadert (1988)	Cuenca Interior de Galicia Murillas <i>et al.</i> (1990)	Llanura Abisal Ibérica Wilson <i>et al.</i> (1996, 2001)	Región de bancos submarinos Ercilla <i>et al.</i> (2008)
<b>NEÓGENO</b>	<b>PLIOCENO</b>		<b>1A</b> 378 m	<b>1A</b> 180 m	<b>1A</b> 360 m	<b>1</b> 100-200 ms	Hasta >700 ms
	<b>MIOCENO</b>		<b>1B</b> 226 m	<b>1B</b> 180 m	<b>1B</b> 400 m	<b>2</b> 0-460 ms	Hasta ≈ Hasta >770 m
	<b>OLIGOCENO</b>			<b>1C</b> 220 m		<b>3</b> 150-520 ms	
	<b>EOCENO</b>						
	<b>PALEOCENO</b>						
<b>CRETÁCICO</b>	<b>SUPERIOR</b>	Senoniense	<b>2</b> 287 m	<b>2</b> 285 m	<b>2</b> 300 m	<b>4</b> 240-600 ms	<b>2</b> 100-200 ms ≈ 140-280 m
		Turonense					
		Cenomaniense					
	<b>INFERIOR</b>	Albiense	<b>3</b> 530 m	<b>3</b> 678 m	<b>3</b> 800 m	<b>5</b> 0-200 ms	<b>3</b> Hasta 200 ms ≈ Hasta 310 m
		Aptiense	<b>4</b> 425 m	<b>4</b> 450 m	<b>4</b> 2000 m	<b>6</b> 0-600 ms	<b>4</b> Hasta >375 ms ≈ Hasta >712 m
		Barremiense					
		Hauteriviense					
		Valanginiense		<b>5A=5</b> 1440 m	<b>5</b> 2100 m		
		Berriasiense		<b>5B=6</b> 400 m	<b>6</b> 700 m		
		Titónico					
		Kimmeridgiense		<b>5B=7</b> 800 m	<b>7</b>		<b>5</b>
	<b>SUPERIOR</b>	Oxfordiense					
			HIATO SEDIMENTARIO				
			<b>Basamento acústico</b>	<b>Basamento acústico</b>	<b>Basamento acústico</b>	<b>Basamento acústico</b>	<b>Basamento acústico</b>



de arcillas rojas y creta con nanofósiles del Campaniense-Eoceno (Sibuet *et al.*, 1979) [279], aunque estas litologías pueden variar hacia zonas distales. La Unidad 2 se presenta en cuerpos sedimentarios similares a los de la Unidad 1 (Ercilla *et al.*, 2008) [109].

- *Unidad 3:*  $V = 2,3 - 3,1$  km/s, según autores. Está separada de la Unidad 2 por un gran hiato sedimentario que supone una fuerte disconformidad, datada en Cenomaniense medio (Groupe Galice, 1979) [133]. Representa la secuencia de esquistos negros típicos del Albiense-Cenomaniense. Tiene facies sísmica transparente en la parte proximal de la llanura abisal; en la cuenca Interior de Galicia no siempre muestra la típica facies transparente, sino que puede presentar reflectores planoparalelos e incluyendo localmente niveles muy reflectivos (Murillas *et al.*, 1990) [221]; en la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica, tiene un cambio lateral de facies sísmica, de transparente a difractiva, lo que puede ser resultado de la deformación tectónica durante el Cenozoico (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Hacia la zona distal, las Unidades 2 y 3 están en relación de paraconformidad y se ven afectadas por fracturación sin-sedimentaria. La Unidad 3 rellena depresiones o surcos entre los bloques basculados, pero con rasgos post-tectónicos de sedimentación sobre superficie irregular (Murillas *et al.*, 1990) [221].
- *Unidad 4:*  $V = 3,0 - 3,8$  km/s, según autores. Separada de la Unidad 3 por la disconformidad de ruptura del Aptiense superior, que da un reflector muy marcado. Se trata de depósitos sin-tectónicos de edad Hauteriviense-Aptiense, consistentes en carbonatos en gradación hacia areniscas turbidíticas no calcáreas y sedimentos detríticos. Tiene facies sísmicas que van de caóticas a bien estratificadas. En la cuenca Interior de Galicia tiene facies transparente y puede alcanzar grandes espesores en comparación con las unidades más jóvenes, y no muestra evidencias de una actividad tectónica relevante en esta zona durante su deposición; más hacia el oeste, rellena surcos estrechos entre bloques del basamento, y los reflectores indican una deposición simultánea al basculamiento de los bloques de falla, aunque puede tener relación de *onlap* sobre alguna pendiente anterior.
- *Unidad 5:*  $V = 4,0 - 4,7$  km/s, según autores. Constituida principalmente por areniscas y arcillas del Valanginiense-Hauteriviense (Boillot *et al.*, 1985) [44]. Hacia el suroeste del banco de Galicia, Mauffret y Montadert (1987) [200] la definieron como sin-tectónica. En la cuenca Interior de Galicia, esta formación rellena las partes más profundas de los *graben* o *semigraben*. Está separada de la Unidad 4 por una fuerte disconformidad. Tiene facies casi transparente, difractiva o consistente en reflexiones distorsionadas de baja frecuencia y gran amplitud que podrían relacionarse con depósitos sin-tectónicos. En algunas zonas de la cuenca Interior de Galicia se han descrito deslizamientos gravitacionales, al pie de escarpes de falla, contemporáneos con esta formación (Murillas *et al.*, 1990; Ercilla *et al.*, 2008) [221, 109]. En el trabajo del Groupe Galice (1979) no se identifica esta unidad sismoestratigráfica, y Ercilla *et al.* (2008) [109] la datan como Jurásico superior - Hauteriviense.
- *Unidad 6:*  $V = 5,4$  km/s (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Datada en Titónico-Berriasiense, aunque podría ser más antigua, ya que se han encontrado areniscas que datan probablemente del Triásico (Mougenot *et al.*, 1985) [212]. Se trata de un grupo de reflexiones de gran amplitud, baja frecuencia y continuidad moderada. Su techo está formado por la plataforma carbonatada del Jurásico superior típica del margen de Iberia (Black *et al.*, 1964; Dupeuble *et al.*, 1976; Boillot *et al.*, 1979; Mougenot *et al.*, 1985) [27, 102, 29, 212], que puede estar apoyada directamente sobre el basamento (Boillot *et al.*, 1985) [44]. En la cuenca Interior de Galicia se observa esta unidad afectada por una intensa fracturación. No se ha identificado en la zona de transición entre corteza continental y corteza oceánica ni en el banco de Galicia (Murillas *et al.*, 1990) [221].
- *Unidad 7:* Datada en Oxfordiense-Kimmeridgiense. Mauffret y Montadert (1988) [201] la identificaron como un intervalo con facies sísmica caótica o transparente por debajo de la Unidad 6, y Murillas *et al.* (1990) [221] identifican una secuencia similar en la cuenca Interior de Galicia. Esta unidad podría ser la respuesta a un episodio extensivo pre-Titónico. Murillas *et al.* (1990) [221] dan tres posibles interpretaciones para el origen de este conjunto de

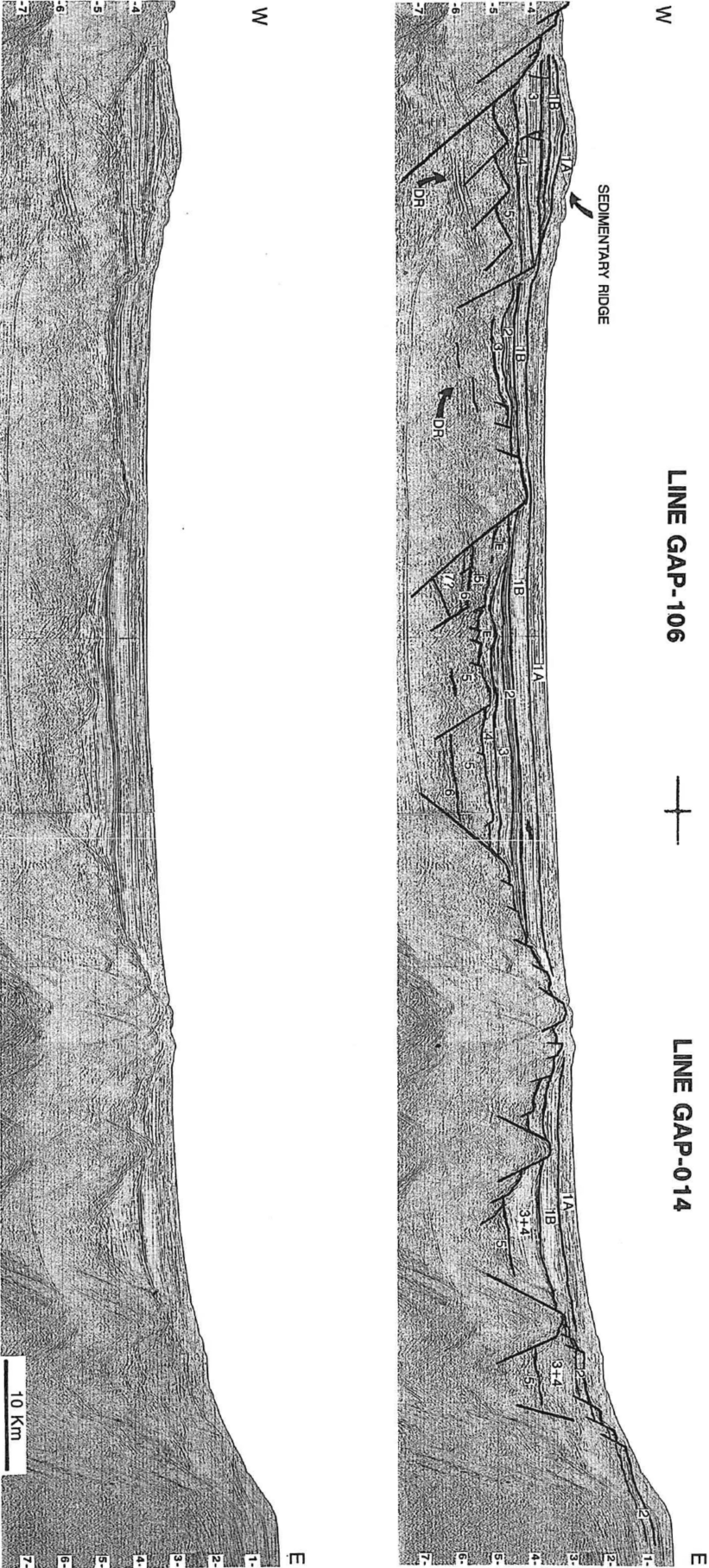


Figura 2.37: Líneas de sísmica de reflexión GAP-106 y GAP-014, a través de la cuenca Interior de Galicia (ver localización en la Figura 2.36). En esta localización, la secuencia 4 se observa como post- $\tau_4^H$ , mientras que en la parte distal del margen se observa como sin- $\tau_4^H$ . DR, reflectores profundos; E, ecos laterales; la flecha indica una pauta de progradación en la secuencia 1B. Escala vertical expresada en TWT. Tomada de Murillas *et al.* (1990) [22].

Cuadro 2.3: Descripción de las características principales de las unidades sismoestratigráficas identificadas en el margen continental de Galicia. Síntesis basada fundamentalmente en los trabajos de Mauffret y Montadert (1988) [201], Murillas *et al.* (1990) [221] y Ercilla *et al.* (2008) [109].

Unidad	Edad	Espesor (m)	Geometría	Litología probable	Facies acústica	Fase tectónica
1	Eoceno superior a la actualidad	Hasta 770	Forma de lámina cubriendo unidades anteriores, cuerpos de erosión-sedimentación, depósitos de fondo de valle, superficies internas de erosión, depósitos de movimientos en masa y contornitas.	Turbiditas y sedimentos pelágicos con contenido uniforme de carbonato.	Transparente o ligeramente estratificada. Reflectores internos continuos. Localmente caótica. Amplitud variable.	Post-rift
2	Senoniense a Eoceno medio	Hasta 300	Forma de lámina cubriendo unidades anteriores, cuerpos de erosión-sedimentación, depósitos de fondo de valle, superficies internas de erosión, depósitos de movimientos en masa.	Arcillas rojas y creta con nanofósiles.	Estratificada pero localmente caótica. Gran amplitud.	Post-rift
3	Albiense a Cenomaniense	Hasta 678	Depósitos laminares, cuerpos de erosión-sedimentación, depósitos de fondo de valle, depósitos de movimientos en masa.	Esquistos negros ( <i>black-shales</i> ).	Transparente. Ocasionalmente laminada con reflexiones fuertes. Caótica hacia el oeste.	Post-rift
4	Hauteriviense a Aptiense	Hasta 712	Depósitos de movimientos en masa y rellenos.	Calizas y mármoles en gradación hacia areniscas turbidíticas no calcáreas y sedimentos detríticos.	Desde caótica hasta bien estratificada. Transparente en la Cuenca Interior de Galicia.	Post-rift en la Cuenca Interior de Galicia. Sin-rift hacia el oeste.
5	Valanginiense a Hauteriviense	Hasta 2100	Depósitos de movimientos en masa y rellenos.	Areniscas y arcillas.	Transparente a caótica. Reflexiones distorsionadas de baja frecuencia y gran amplitud.	Sin-rift
6	Titónico a Berriasiense	Hasta 700	Depósitos laminares.	Plataforma carbonatada a techo. Areniscas hacia la base.	Reflexiones con continuidad moderada, gran amplitud y baja frecuencia.	Pre-rift
7	Oxfordiense a Kimmeridgiense	Hasta 800			Caótica o transparente.	Pre-rift

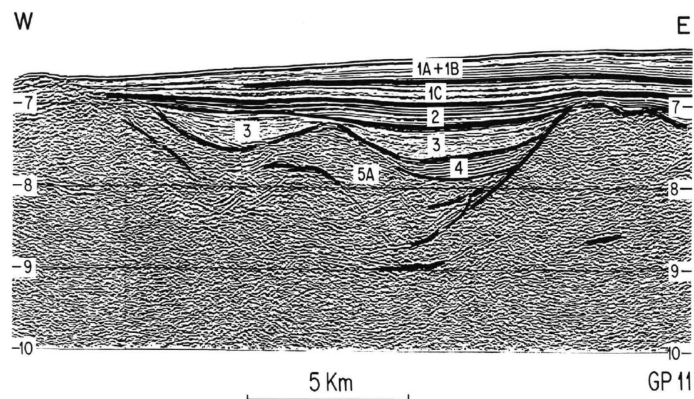


Figura 2.38: Línea de sísmica de reflexión GP 11, localizada en el margen profundo de Galicia e interpretada por Mauffret y Montadert (1988).

reflexiones: (1) Secuencias sedimentarias del Jurásico medio o inferior o incluso del Triásico, probablemente formando parte de una plataforma carbonatada extensa; (2) Sedimentos paleozoicos; (3) Rasgos internos del basamento de origen no sedimentario, tales como superficies de cabalgamiento o de *detachment*.

- Basamento acústico: Presenta generalmente facies difractivas. Su techo forma una superficie irregular y de marcado relieve, y en ocasiones se observa estructurado formando una fuerte inconformidad con los sedimentos que tiene por encima (p. ej., Murillas *et al.*, 1990 [221]). Puede llegar a aflorar en el fondo marino. Se presenta fracturado formando bloques basculados, que a veces tienen la parte superior aplanada, posiblemente como efecto de la erosión (Mauffret y Montadert, 1987) [200].

En la cuenca Interior de Galicia, la laminación inclinada observada en las Unidades 1 y 2 indica, al menos localmente, una dirección general de transporte sedimentario hacia el suroeste, desde la cuenca Interior de Galicia hacia la llanura abisal de Iberia (Murillas *et al.*, 1990) [221].

Si se trata de extender las correlaciones realizadas entre estas formaciones hacia el Golfo de Vizcaya, se observa que las Unidades 1, 2 y 3 del margen oeste de Iberia son groseramente las mismas que las Unidades 1, 2 y 3 identificadas en el Golfo de Vizcaya. La Unidad 4 del margen occidental de Galicia no se ha podido correlacionar con ninguna del Golfo de Vizcaya (Murillas *et al.*, 1990) [221].

#### 2.3.4.2. Geometría del techo del basamento

Cuando la densidad de perfiles sísmicos lo permite, es posible elaborar mapas de espesor de sedimentos (o mapas de isopacas), y de profundidad del techo del basamento. En la literatura es posible encontrar varios ejemplos calculados en el margen continental de Galicia. De entre ellos cabe destacar el mapa de isopacas para el intervalo Paleoceno - Eoceno en el margen noroeste de Galicia (Figura 2.39) elaborado por Grimaud *et al.* (1982) [132], en el que los depocentros más importantes se observan en la llanura abisal de Vizcaya, yuxtapuestos al frente compresivo del margen continental, estando el mayor de ellos localizado al pie de las plataformas marginales al noroeste de Galicia. También es un trabajo destacable el mapa de la superficie del techo del basamento publicado por Sibuet *et al.* (1987) [277] para una zona al suroeste del banco de Galicia (Figura 2.40), así como el realizado por Malod *et al.* (1993) [184] para el entorno del banco de Galicia (Figura 2.41).

#### 2.3.5. Batimetría multihaz

Desde la década de los '70, se han publicado varias cartas batimétricas generales del Atlántico Noreste, entre ellas las de Laughton *et al.* (1975) [165] y Lallemand *et al.* (1985) [161]. Cabe destacar la recopilación de información batimétrica realizada por Sibuet (2004), que incluye las



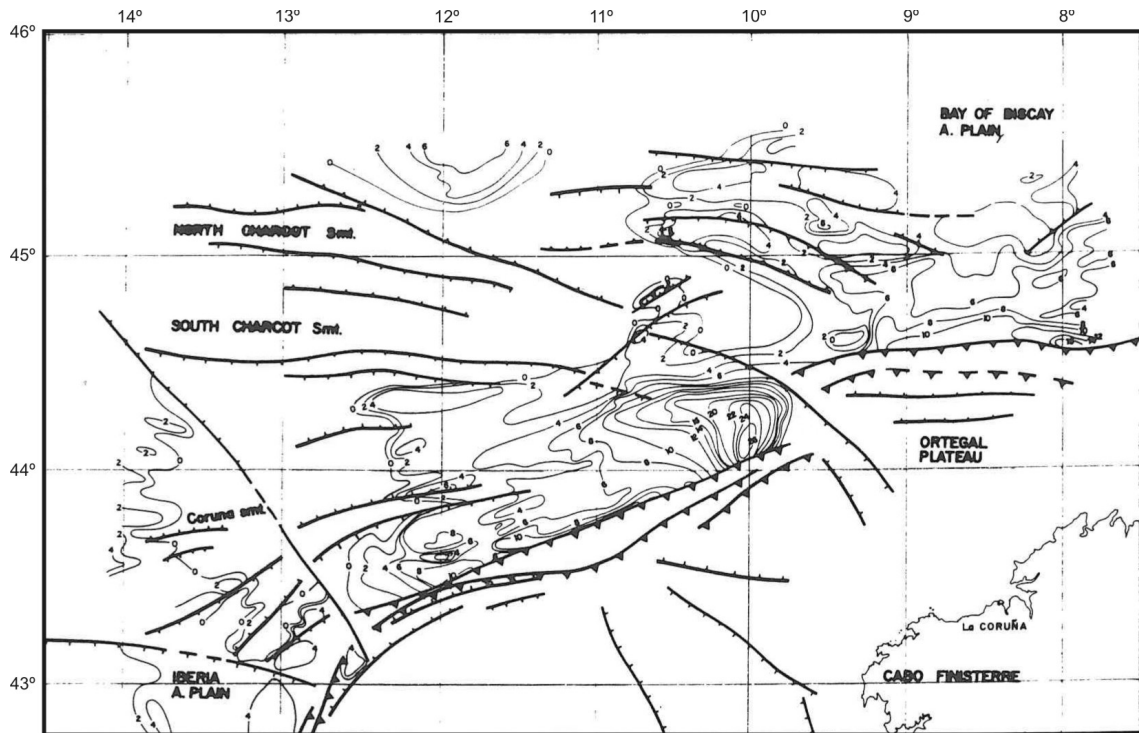


Figura 2.39: Mapa de isocronas para el intervalo Paleoceno - Eoceno en el margen noroeste de Galicia, tomado de Grimaud *et al.* (1982) [132]. Contornos cada 0.2 s de tiempo de ida y vuelta de ondas sísmicas (TWTT).

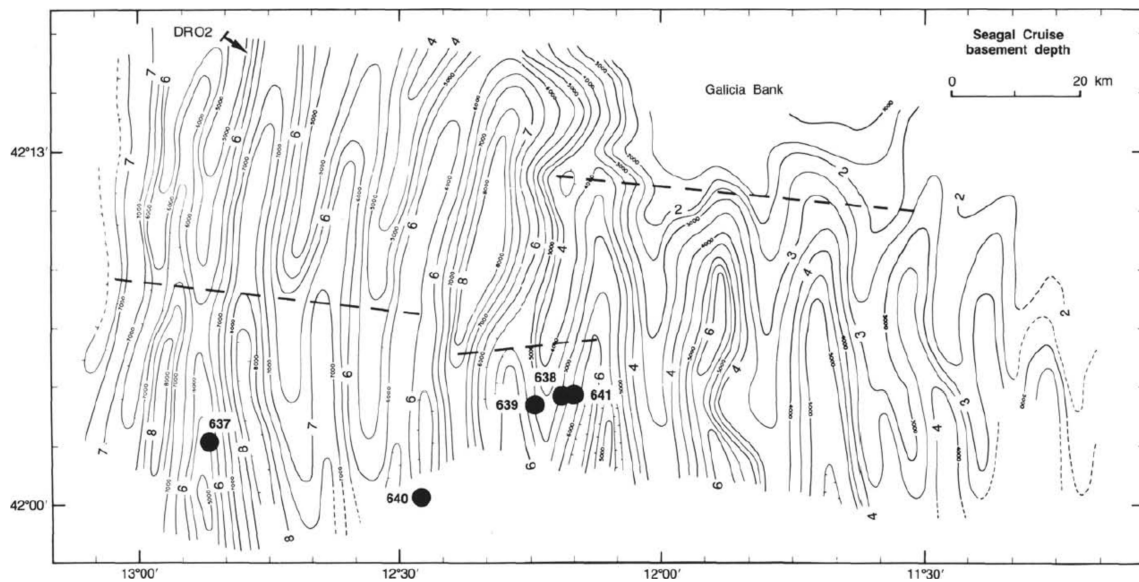


Figura 2.40: Mapa de isobatas de la superficie de los bloques de basamento basculados al suroeste del banco de Galicia. Contornos cada 500 m, etiquetados en kilómetros (números grandes) y en metros (números pequeños). Los puntos negros, etiquetados en negrita, muestran la localización de los sondeos realizados durante el tramo 103 del ODP. Tomado de Sibuet *et al.* (1987) [277].

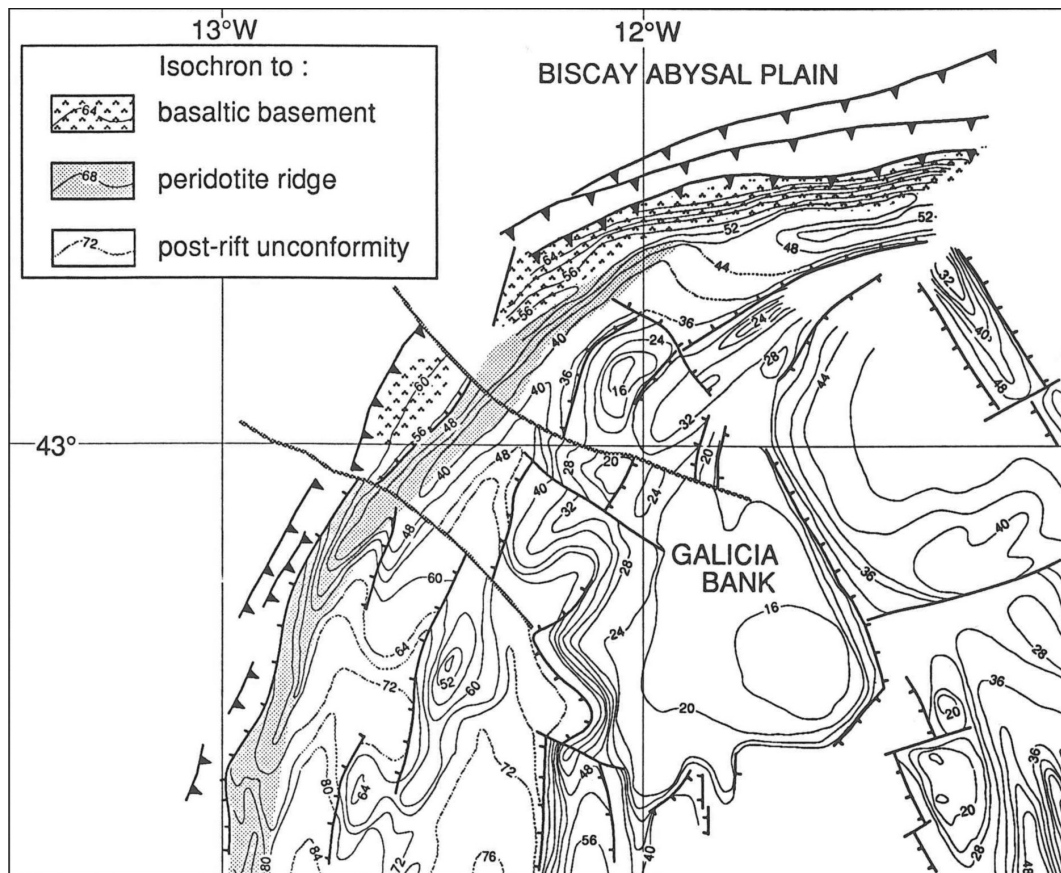


Figura 2.41: Mapa de isocronas al techo del basamento en el entorno del banco de Galicia. Tomado de Malod *et al.* (1982) [184]. Contornos cada 4 décimas de segundo de tiempo de ida y vuelta de ondas sísmicas (TWTT).

zonas de levantamiento con ecosonda multihaz disponibles hasta el momento (Figura 2.42) y que tiene una resolución de 1 km.

En determinadas áreas de interés de la zona de estudio de esta investigación, se han publicado algunos levantamientos batimétricos sistemáticos realizados con ecosondas multihaz, pero abarcando en general extensiones relativamente pequeñas. Tal es el caso, por ejemplo, del levantamiento batimétrico realizado por Sibuet *et al.* (1987) [277] al sur del banco de Galicia, o del llevado a cabo por Ercilla *et al.* (2006) [108] en la zona de hundimiento del buque *Prestige*, también al sur del banco de Galicia.

El levantamiento hidrográfico realizado en el marco del Plan ZEEE (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189] ofrece una batimetría que cubre la totalidad del margen continental de Galicia con una elevada resolución (Figura 2.43), y es el de mayor calidad disponible en la zona de estudio. De forma complementaria, (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189] junto a la hoja batimétrica publicaron un mapa general de reflectividad acústica (Figura 2.44) realizado a partir de la información de reflectividad del fondo oceánico que se adquiere de forma simultánea a la toma de datos batimétricos, a razón de un valor de reflectividad por cada haz de sonido. Esta información complementaria que ofrece como resultado el Plan ZEEE, abre la posibilidad de realizar una interpretación cualitativa del tipo de fondo, ya que la reflectividad depende de la interacción de la energía del eco con la textura y las características del fondo oceánico (fundamentalmente de la rugosidad y la densidad).



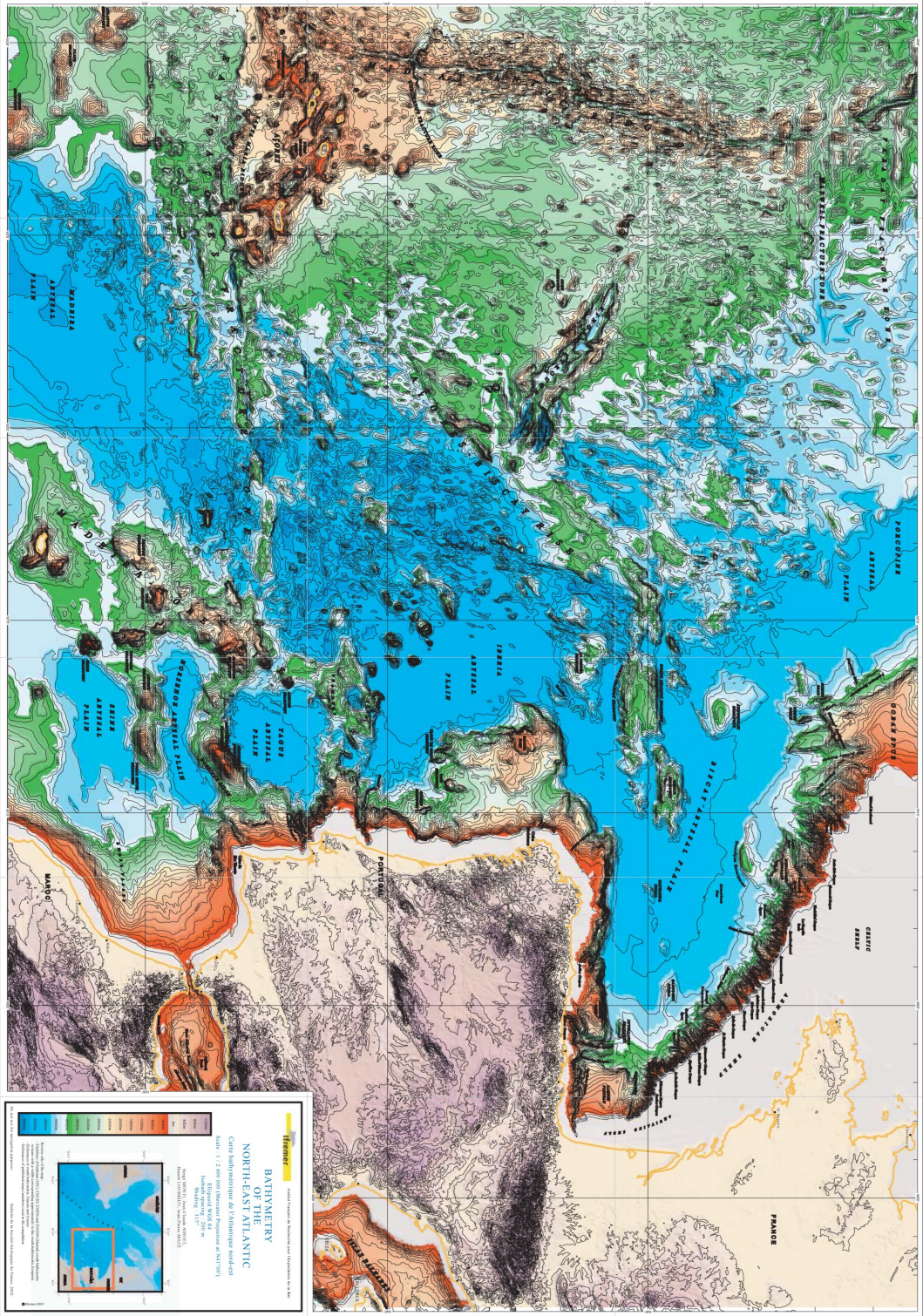


Figura 2.42: Carta batimétrica del Atlántico Noreste y del Golfo de Vizcaya. Recopilación realizada por Sibuet *et al.* (2004).



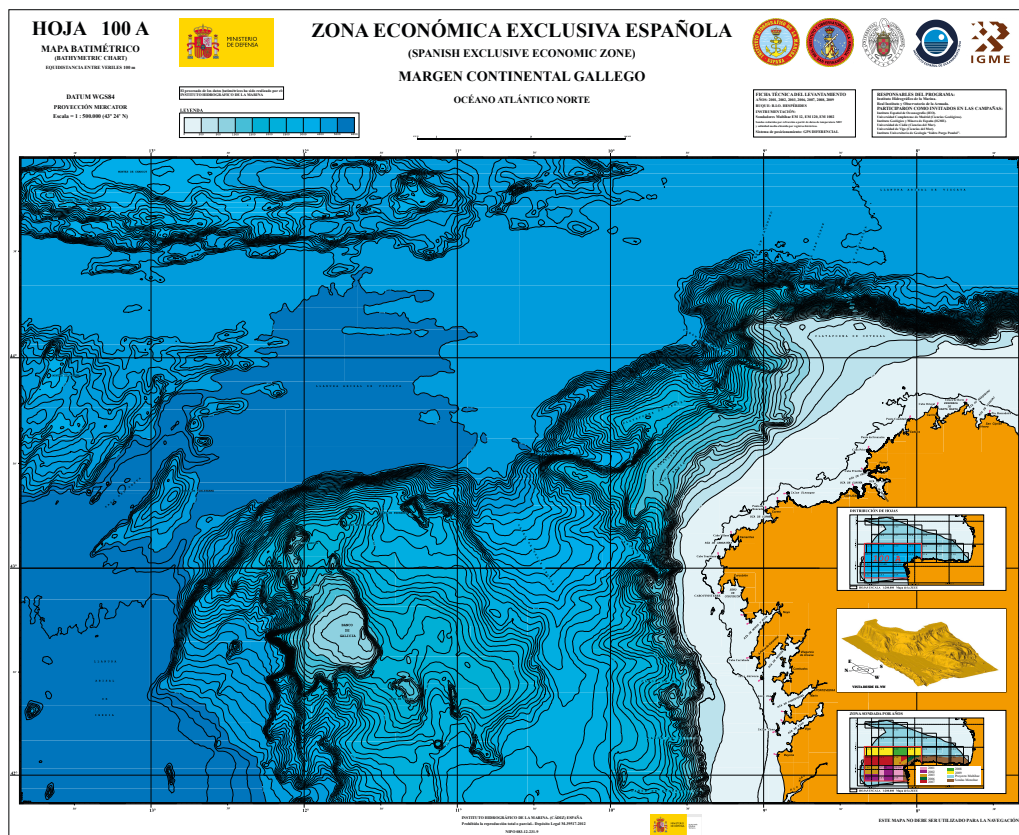


Figura 2.43: Hoja oficial del mapa batimétrico del margen continental de Galicia, publicada por el Plan ZEEE (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

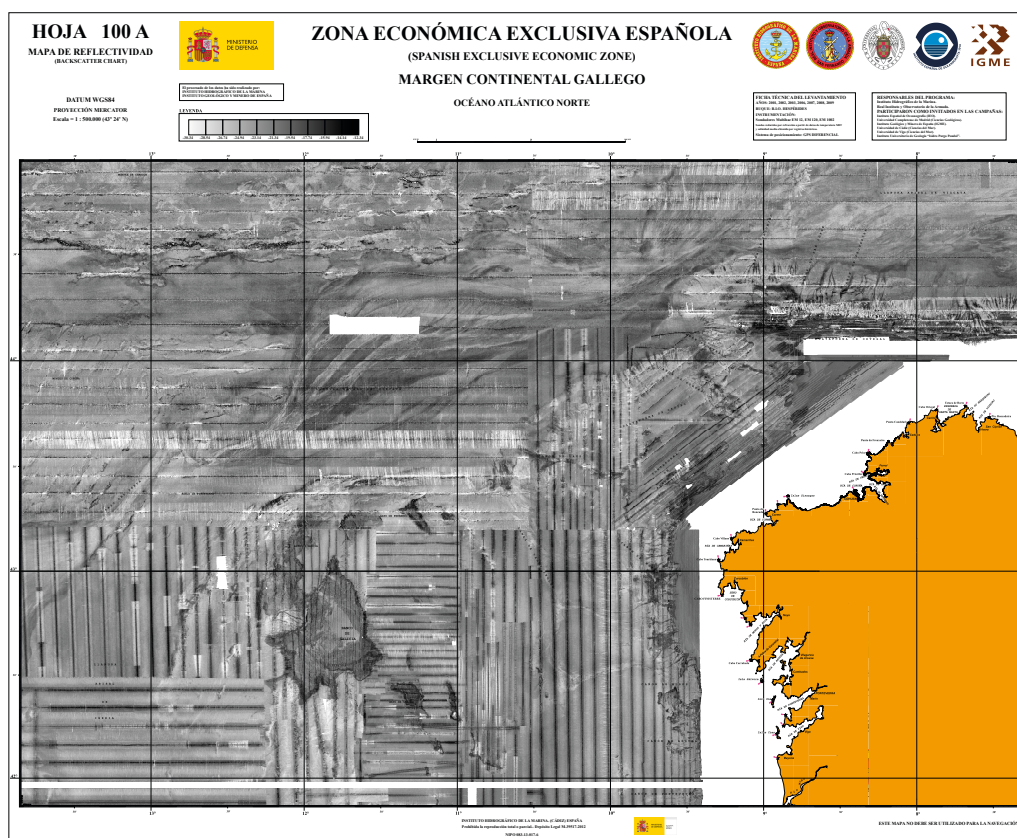


Figura 2.44: Hoja general del mapa de reflectividad del margen continental de Galicia, publicada por el Plan ZEEE (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

## Capítulo 3

# Metodología y técnicas

Este capítulo presenta las cuestiones que se pretende abordar en el desarrollo del presente trabajo de investigación, con una presentación de la metodología que se va a desarrollar. A continuación, se exponen las técnicas experimentales que se han utilizado y sus fundamentos. Más adelante, en el Capítulo 4, se describirá cómo se han aplicado estas técnicas experimentales para la consecución de los objetivos planteados.

### 3.1. Metodología

Se denomina Método Científico al conjunto de procedimientos que permiten llegar desde la formulación de una pregunta hasta el desarrollo de una teoría. Debemos formular, por tanto, la pregunta que da inicio a la presente investigación:

*¿Cuál es la evolución geodinámica  
del margen continental de Galicia?*

El margen continental del oeste de Galicia es el margen de *rift* pobre en magma más estudiado en el planeta. Esto es debido en buena parte a la escasa sedimentación que tiene lugar en él, lo que facilita en gran medida la planificación de estudios sísmicos y la perforación de sondeos para el estudio de la estructura del basamento. Dadas sus especiales características, y tal vez también por ser el más estudiado, se le considera el arquetipo de margen de *rift* pobre en magma.

Puesto que la mayoría de los trabajos de investigación se han centrado exclusivamente en este carácter extensivo del margen, estimamos que, en cierto modo, se ha obviado la componente compresiva de esta región en relación con la transición hacia el margen convergente del norte de Iberia, estudiada sólo en contadas ocasiones y a una escala relativamente superficial (p. ej., Grimaud *et al.*, 1982; Boillot y Malod, 1988, Muñoz *et al.*, 2003 y Vázquez *et al.*, 2008) [132, 40, 218, 312].

En resumen, en la actualidad se considera que el margen continental al oeste de Galicia es un margen fundamentalmente extensivo con una estructura profunda bastante bien definida y un factor de estiramiento bien constreñido (p. ej., Whitmarsh *et al.*, 1996, González *et al.*, 1999 y Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [330, 130, 232]. Sin embargo, a esta deformación extensiva del margen, se le superpone una componente compresiva cuya magnitud ha sido escasamente cuantificada (Montadert *et al.*, 1974; Boillot *et al.*, 1979; Boillot y Malod, 1988) [209, 29, 40].

No obstante, encontramos cuestiones que distan de estar claramente definidas y que aún hoy son objeto de controversia. Por una parte, está el origen estructural de los complejos rasgos morfológicos que se observan en este margen continental, como son la elevación relativa de la región de bancos submarinos y las plataformas marginales al noroeste de Galicia, y la estructura de la transición del margen oeste (fundamentalmente extensivo) al margen norte (compresivo) de Galicia, y el papel que desempeña el control estructural de la fábrica tectónica previa en la evolución geodinámica del margen continental gallego.

Sobre la presencia de la región de bancos submarinos, se han propuesto a lo largo del tiempo varias teorías que tratan de explicar esta elevación relativa, pero fundamentalmente se piensa que se trata de *horst* formados durante el proceso de *rift* cretácico y que, o bien subsidieron

sólo ligeramente a partir de entonces (p. ej., Montadert *et al.*, 1974, Boillot *et al.*, 1979, Boillot y Malod, 1988) [209, 29, 40], o bien fueron reactivados y levantados en mayor o menor medida durante la compresión terciaria (p. ej., Boillot y Capdevila, 1977, Boillot *et al.*, 1979, Grimaud *et al.*, 1982; Vázquez *et al.*, 2008) [33, 29, 132, 312]. En cuanto al relieve de las plataformas marginales localizadas al noroeste de Galicia, Murillas *et al.* (1990) lo achacaron a la reactivación, durante la compresión alpina, de cuencas tipo *graben* originadas igualmente durante el proceso de *rift*. Aunque se ha llegado a cuantificar un levantamiento relativo, relacionado con la compresión alpina, de hasta 3000 m en la región de bancos submarinos (Boillot *et al.*, 1979) [29], en esta parte del margen continental de Iberia no se han ofrecido anteriormente cifras sobre el acortamiento horizontal asociado a la deformación compresiva durante el Cenozoico.

Respecto a la transición estructural entre los márgenes oeste y norte de Galicia, la proximidad al punto triple que dio origen a la apertura simultánea de la cuenca oceánica en el Atlántico y el golfo de Vizcaya, genera en el margen de Galicia una compleja interferencia de estructuras que condiciona posteriormente la deformación alpina en esta parte del margen continental de Iberia. Esta transición estructural no ha sido analizada en detalle con anterioridad.

Por otra parte, existe una cierta falta de definición sobre el límite entre el dominio continental y el oceánico. Uno de los rasgos destacables en el margen continental al oeste de Galicia es la presencia de una zona extensa de transición entre la corteza continental y la oceánica. En esta zona de transición se ha identificado una corteza anormalmente delgada y de composición ultramáfica que se estrecha de sur a norte, llegando a ser inexistente en el flanco norte del área de bancos submarinos, y cuyo origen oceánico o subcontinental es muy discutido (p. ej., Sibuet *et al.*, 1995, Whitmarsh y Sawyer, 1996 y Loudon y Chian, 1999) [276, 329, 179]. Generalmente, el límite entre el dominio continental y el oceánico se ha establecido físicamente sobre la cresta de manto serpentinizado que bordea la zona de transición en la zona más distal, basándose en criterios sedimentológicos (Boillot *et al.*, 1989) [41]. Sin embargo, esta definición del límite entre ambos dominios también es discutible y parece no ser la más adecuada para algunos autores (Boillot y Froitzheim, 2001) [37]. En cambio, la transición entre el dominio continental y el oceánico en el margen norte de Galicia es mucho más neta y de tipo compresivo, con un transporte tectónico hacia el norte, pero no está claro si se debe describir empleando el término de subducción (Malod *et al.*, 1993; Roca *et al.*, 2011) [184, 260] o si se trata más bien de un proceso de *underthrusting* a escala cortical, que no llega a desarrollar una fosa de subducción *sensu stricto* ni presenta un prisma de acreción asociado (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Gallastegui, 2000) [7, 125].

La investigación objeto de esta Tesis Doctoral, a la luz de los nuevos datos de que se dispone (fundamentalmente datos gravimétricos, batimétricos y sísmicos), trata de describir cuál ha sido la evolución geodinámica del margen continental de Galicia. Para alcanzar este objetivo fundamental, es necesario conocer cómo es su estructura profunda del margen y cómo es su expresión morfológica en el fondo marino. Para resolver estas cuestiones en la región de estudio, se abordan los siguientes aspectos:

1. Establecer el origen estructural de la complejidad fisiográfica que se observa en el margen continental de Galicia, y analizar la influencia que ejerce el control estructural de la fábrica tectónica previa en su evolución geodinámica.
2. Describir la estructura de la transición entre el dominio continental y el oceánico a lo largo de todo el margen continental de Galicia, del oeste al norte, y proponer una cartografía de los diferentes dominios litosféricos y de deformación, siguiendo criterios morfológicos y geofísicos.

Una vez establecida la pregunta inicial y una serie de cuestiones que, aunque secundarias, no son menos fundamentales, la investigación entra en el Desarrollo Experimental (Capítulo 4). Finalizada esta fase, se pasará a la descripción e interpretación de los resultados (Capítulo 5) y a continuación se discutirán la información obtenida en esta investigación, contrastándola con las hipótesis iniciales (Capítulo 6). Finalmente, se emitirán las conclusiones derivadas de esta investigación (Capítulo 7).

En la Figura 3.1 se expresa gráficamente el esquema metodológico seguido en esta investigación.



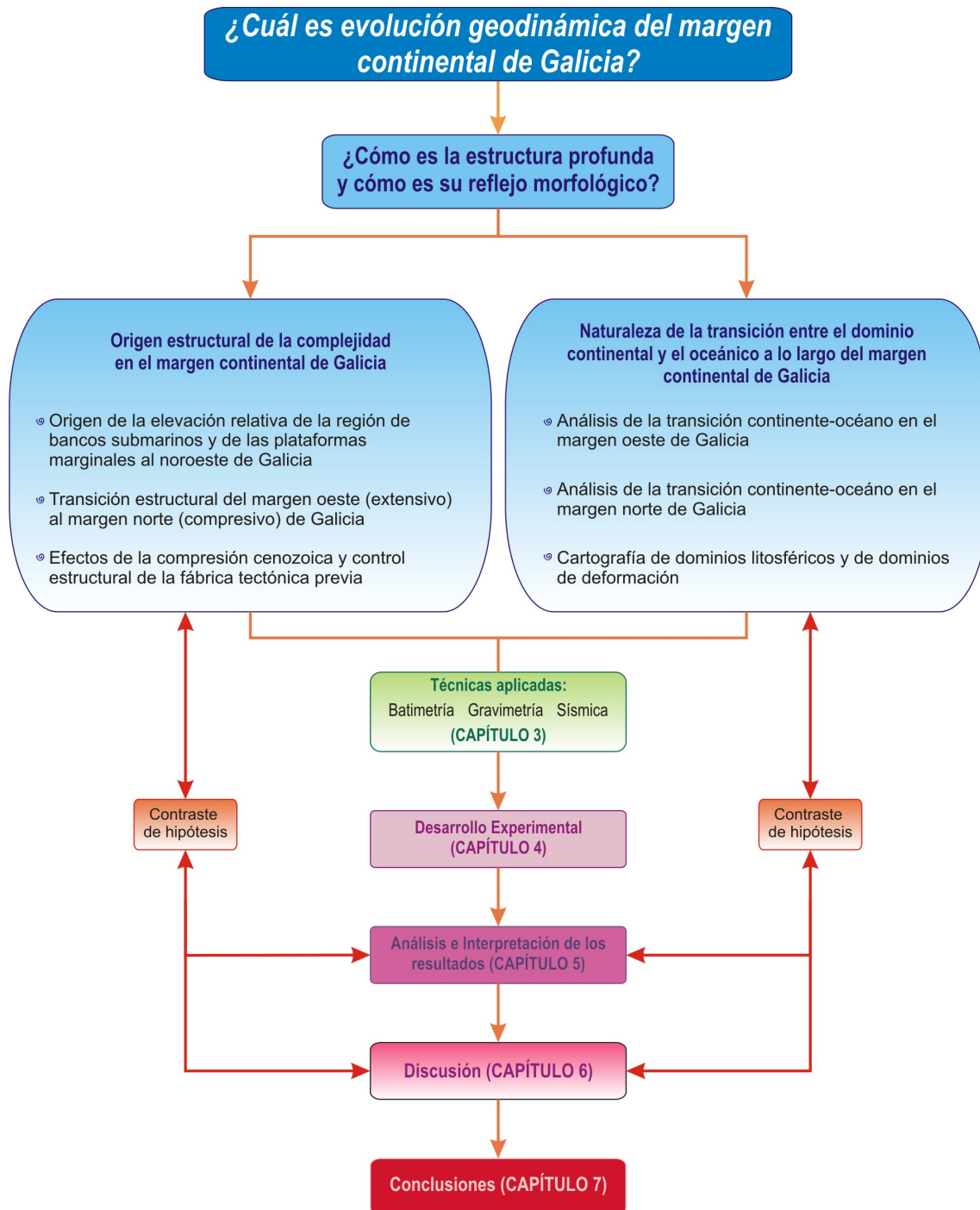


Figura 3.1: Esquema de la metodología seguida en la presente investigación.

## 3.2. Técnicas experimentales

Toda técnica de prospección geofísica presenta unas limitaciones tanto en resolución como en capacidad de penetración en el subsuelo, así como cierto nivel de incertidumbre en la interpretación. Debido a la gran extensión de la zona de estudio, y a que esta investigación pretende abarcar desde la estructura cortical hasta la morfología que se observa en superficie, ha sido necesario combinar una batería de técnicas geofísicas cuyas capacidades de penetración y resolución solapen entre sí y permitan constreñir al máximo los rasgos estructurales a diferentes escalas.

En el desarrollo de la presente Tesis Doctoral se han empleado fundamentalmente datos batimétricos, gravimétricos y sísmicos. Los datos batimétricos y gravimétricos originales, así como varios perfiles sísmicos obtenidos con sonda paramétrica TOPAS, fueron adquiridos durante las campañas del Plan ZEEE, a bordo del B.I.O. Hespérides, entre los años 2001 y 2008. Por otra parte, los datos sísmicos de reflexión multicanal originales que se han usado fueron en su mayoría obtenidos durante dos campañas del proyecto ERGAP, a bordo del B.O. L'Atalante (IFREMER) en el año 2007, y además se ha dispuesto de otro perfil adquirido durante la campaña BURATO 4242, realizada a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa en el año 2010.

En la adquisición y el procesado de los datos, se han seguido metodologías clásicas utilizadas en estudios de geología y geofísica marina, prestando especial atención a la reducción, en la medida de lo posible, de la cantidad de información de baja calidad y el ruido. En este sentido, la participación activa en la adquisición y el procesado de los datos de barco durante las campañas, ha sido fundamental para garantizar que no se realicen interpretaciones dudosas en zonas donde la calidad del levantamiento fue inadecuada.

A lo largo de este capítulo se describen los fundamentos físicos en que se basa cada una de los métodos empleados, la procedencia de los diferentes tipos de datos, así como las técnicas de adquisición y procesado de los mismos durante las campañas oceanográficas y, con posterioridad, en el laboratorio.

### 3.2.1. Sistemas de navegación y posicionamiento

En investigación oceanográfica, la navegación y el posicionamiento del buque condicionan la validez de los datos adquiridos. Toda la información tomada durante las campañas en mar debe ser geo-referenciada con el mayor nivel de precisión posible, de acuerdo con los medios técnicos disponibles. Dadas las características de las campañas ZEE, hemos considerado como referentes los establecidos por la *International Hydrographic Organization* [140].

A bordo del B.I.O. Hespérides se emplea el sistema de navegación *Konmap*, que combina los datos procedentes de los diferentes sensores generando una representación geo-referenciada de la posición del buque.

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS en adelante), operando de modo autónomo, ofrece una precisión de 20 m, por lo que es necesario disponer de correcciones diferenciales de validez local. A bordo del B.I.O. Hespérides se han utilizado los sistemas de GPS diferencial *TRIMBLE 4000 DL*, *Seapath 200L* y *Ashtech 3DF*.

A los referidos sistemas de posicionamiento, se les ha ido insertando correcciones diferenciales de forma continua, utilizando para ello una red de estaciones de referencia en tierra, que transmiten sus correcciones diferenciales a través de un satélite de comunicaciones geoestacionario, en la banda de 1.5 GHz. Éstas son recibidas a bordo a través de una antena omnidireccional. Debido a que las estaciones terrestres están generalmente alejadas de la zona de levantamientos, la unidad opera en un modo conocido como 'estación de referencia virtual': el receptor dispone de un navegador GPS diferencial integrado, de manera que conoce de forma aproximada cuál es su posición; recibidos los conjuntos de correcciones diferenciales de las ocho estaciones más próximas, el receptor *OMNISTAR* ejecuta un algoritmo de filtrado de todos ellos, ponderados en relación a la distancia entre cada estación de tierra y la estación móvil. En general, la precisión en el posicionamiento de los datos adquiridos en barco con el sistema descrito es de, al menos, 5 m.

Los datos de posicionamiento se extraen y procesan diariamente durante las campañas, lo que facilita la tarea de edición de la información adquirida con las diferentes sondas.



Figura 3.2: Barquilla de las ecosondas multihaz instaladas en el B.I.O. Hespérides, señalada por la flecha blanca en la imagen.

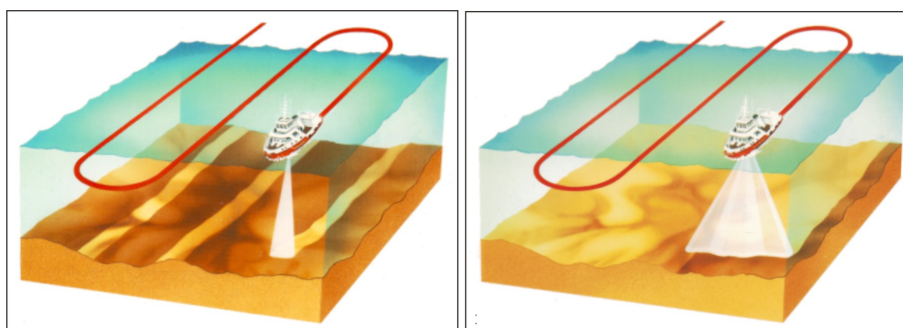


Figura 3.3: Imagen ilustrativa de la cobertura que ofrecen las ecosondas monohaz (izquierda) y multihaz (derecha).

### 3.2.2. Batimetría Multihaz

#### 3.2.2.1. Fundamentos

Las ecosondas son instrumentos de investigación oceanográfica empleados para obtener datos batimétricos de alta resolución y, simultáneamente, valores de reflectividad acústica del fondo oceánico.

El funcionamiento de las ecosondas se basa en la emisión de un número variable de haces acústicos, que al alcanzar el fondo marino son reflejados y devueltos a la superficie, donde son recibidos por los transductores instalados en el barco (Figura 3.2). A partir de la medida del tiempo que han tardado los haces de sonido en recorrer la distancia que separa al barco del fondo del mar, y de la corrección del perfil de velocidad de propagación del sonido en la columna de agua, se puede calcular la profundidad a la que se encuentra el fondo en el área que se va cubriendo en cada derrota del barco (Figura 3.3).

El calibrado de las ecosondas previo a cada campaña es un elemento esencial para asegurar la calidad de los datos. Con ello es posible poner de manifiesto errores tales como el balanceo, la inclinación, compensación de cabeceo, retrasos de tiempo, etc., determinando así las correcciones numéricas pertinentes. Para ello, al principio de cada campaña se seleccionan zonas con fondos regulares, tanto someros como profundos. La realización de estas calibraciones sigue unas reglas estrictas de protocolo.

#### 3.2.2.2. Instrumentación

El diseño de un levantamiento sistemático de batimetría multihaz depende, en primer lugar, de la profundidad de las aguas en que se va a trabajar, de modo que el aguas menos profundas se requerirá un espaciado menor entre las derrota a seguir por el barco y, por tanto, mayor tiempo de utilización del barco que si se trata de las mismo tamaño de superficie a cubrir pero de mayor

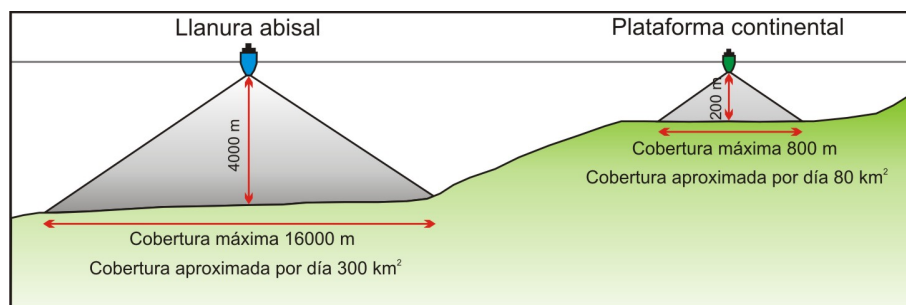


Figura 3.4: Esquema de la cobertura de los haces de las ecosondas multihaz en función de la profundidad del fondo marino.

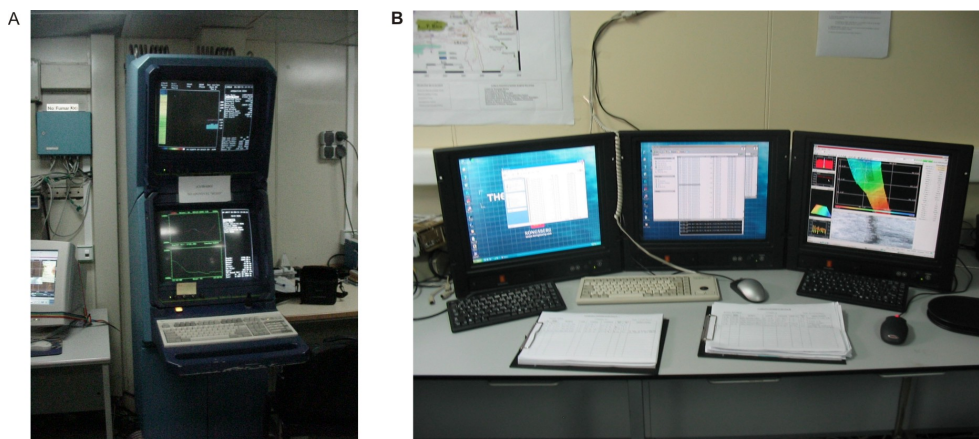


Figura 3.5: A) Estación de trabajo para la visualización y el control de la adquisición de datos multihaz con los sistemas *EM 12S* y *EM 1000*. B) Estación de trabajo con el tríptico de monitores para el manejo de los sistemas multihaz *EM 120* y *EM 1002S*.

profundidad (Figura 3.4). En las campañas en que se adquirieron los datos objeto de este estudio, se han empleado dos tipos de ecosondas (de aguas someras y de aguas profundas) y de diferentes modelos, dado que parte del equipamiento del B.I.O. Hespérides se renovó durante las obras de remodelación efectuadas en entre 2004 y 2005.

En las campañas desarrolladas entre los años 2001 y 2003, se emplearon la ecosonda monohaz hidrográfica multifrecuencia *EA 500* y las ecosondas multihaz *EM 12S*, de 81 haces y capacidad para profundidades de hasta 12.000 m, y *EM 1000*, de 60 haces, para aguas someras hasta 600 m (Figura 3.5, A). En las campañas realizadas en 2006 y 2008 las ecosondas de que se ha dispuesto han sido la ecosonda monohaz hidrográfica multifrecuencia *EA 600* y las ecosondas multihaz *EM 120*, de 191 haces para operar en aguas profundas, y *EM 1002S*, de 111 haces, de aguas someras (Figura 3.5, B).

Las ecosondas monohaz están diseñadas para realizar una detección y seguimiento del fondo marino con gran precisión en la vertical del barco, de modo que sólo se obtienen datos a lo largo de las derrotas seguidas por el mismo (Figura 3.3, izquierda). En el caso de las ecosondas multihaz, la emisión de múltiples haces de sonido con un ángulo variable hace posible cubrir una franja de fondo oceánico de anchura variable y dependiente del ángulo de apertura de los haces y de la profundidad a la que se encuentra el fondo. Así, empleando un espaciado entre líneas de navegación adecuado, es posible obtener una cobertura del fondo oceánico del 100 %, no siendo necesario el realizar interpolaciones (Figura 3.3, derecha).

Las ecosondas monohaz *EA 500* y *EA 600* disponen de un procesado independiente de los datos recibidos en cada canal, por lo que durante las campañas se utilizaron para controlar la validez de los datos adquiridos de forma simultánea por la ecosonda multihaz. Además de esto, la información batimétrica procedente de la ecosonda monohaz es empleada en la reducción de los

datos gravimétricos y geomagnéticos. En gravimetría, además, en ocasiones se usa el haz central de la ecosonda multihaz para la reducción de los datos.

La ecosonda multihaz *EM 12* ó, en su caso, la *EM 120*, fue la empleada en la realización la mayor parte del levantamiento batimétrico. Estas ecosondas operan con una frecuencia de 12 kHz y van montadas fijas sobre el casco del barco (Figura 3.2). Disponen de dos grupos de transductores montados de forma perpendicular entre sí, uno para transmisión y el otro para recepción. Tienen capacidad oceánica y se emplean desde profundidades de 250 m hasta 12.000 m. Estas ecosondas multihaz permiten la adquisición con ángulo de cobertura variable, mediante aplicaciones informáticas. En el caso de la *EM 12*, para la adquisición de los datos se empleó la aplicación *Mermaid*, mientras que para la visualización y control de la adquisición se utilizó la aplicación *Merlin*. En el caso de la *EM 120* se empleó la aplicación *SYS*, con que se maneja de manera centralizada la adquisición, visualización y control. Se trata de obtener la cobertura máxima con los haces de los que dispone la ecosonda, espaciados de forma equidistante en cada configuración, dando como resultado una cobertura máxima sobre el fondo oceánico de hasta 3,5 veces la profundidad de la lámina de agua. Todos los haces son corregidos, en tiempo real, en función del perfil de la velocidad del sonido en la columna de agua.

La precisión de la ecosonda *EM 12* es de 60 cm o del 0,25 % de la profundidad (el mayor de ambos valores). En la zona de estudio objeto de este trabajo, al trabajar con esta ecosonda se utilizó mayoritariamente un ángulo de cobertura de 120°, sustituido ocasionalmente por el de 105° en las zonas más profundas, cuando los haces de sonido laterales se recibían con ruido excesivo. En el caso de la ecosonda multihaz *EM 120*, más moderna, la precisión es de entre 10 y 40 cm o del 0,2 % de la profundidad.

### 3.2.3. Gravimetría

#### 3.2.3.1. Fundamentos

El método gravimétrico detecta, analiza e interpreta las variaciones de la aceleración de la gravedad ( $g$ ) producidas por heterogeneidades en la distribución de la densidad en el interior de la Tierra. La diferencia entre la  $g$  real, medida instrumentalmente en un punto de coordenadas conocidas, y la  $g$  teórica, calculada para esas mismas coordenadas utilizando un modelo de Tierra (elipsoide de referencia) sin variaciones laterales de densidad, constituye lo que se denomina *anomalía gravimétrica*, sin ningún sobrenombre.

Para el cálculo de la  $g$  teórica, variable en función de la latitud, hemos utilizado el GRS67 (*Geodetic Reference System*) sobre el elipsoide internacional de referencia WGS84.

La gravedad varía en la superficie terrestre en función de la latitud donde nos encontramos midiendo, ya que la distancia al centro de masas de la Tierra es máxima en el ecuador, donde por tanto es mínimo el valor de  $g$ , mientras que en los polos, más cercanos al centro de masas de la Tierra, el valor de  $g$  es máximo. A esta variación hay que sumarle el efecto del movimiento de rotación de la Tierra y la fuerza centrífuga, que es máxima en el ecuador y nula en los polos, siendo opuesta siempre a la atracción gravitatoria terrestre. Hay varias fórmulas con las cuales se puede obtener un valor de aceleración de la gravedad teórica o *normal* ( $g_\phi$ ). De todas ellas, en este trabajo se ha utilizado la del *Geodetic Reference System* de 1967 (GRS67), que define la  $g_\phi$ , en cualquier latitud ( $\phi$ ) de la superficie del elipsoide que configura la forma teórica de la Tierra (en este caso el elipsoide internacional de referencia WGS84), suponiendo así mismo un modelo teórico con distribución creciente de densidad hacia el interior del planeta:

$$g_\phi = g_e \cdot (1 + \beta_1 \cdot \sin^2 \phi + \beta_2 \cdot \sin^2 2\phi) \quad (3.1)$$

expresado en miligales y siendo  $g_e = 978031,846$  mGal,  $\beta_1 = 5,3024 \cdot 10^{-3}$  y  $\beta_2 = -5,87 \cdot 10^{-6}$

Las correcciones previas al cálculo de anomalías son de dos tipos: Las ejecutadas sobre las lecturas que podemos denominar, de forma genérica, instrumentales, y las realizadas sobre el cálculo teórico de la gravedad, con el fin de hacer comparable ésta con la lectura real.

Entre las correcciones que denominamos instrumentales, podemos citar: Transformación de valores relativos a valores de gravedad absoluta (enlace con las redes terrestres), corrección de la deriva instrumental, corrección de marea terrestre y corrección del efecto de Eötvös. Entre las correcciones que se aplican sobre el cálculo teórico de la gravedad están la de Aire Libre, la de

Lámina de Bouguer y la corrección topográfica y de relieve del fondo marino. Según el tipo de corrección o correcciones aplicadas al valor teórico de la gravedad, la anomalía calculada recibirá un nombre u otro.

La transformación de los valores *relativos* de gravedad obtenidos por el gravímetro, en valores *absolutos* de gravedad, se realiza mediante el enlace de lo leído por el gravímetro, con los vértices que forman parte de las redes terrestres, en las que los servicios especializados de cada país han establecido valores absolutos de la aceleración de la gravedad.

Las lecturas realizadas sobre un mismo punto transcurrido un tiempo deberían ser iguales, pero esto no es así debido a efectos mecánicos que inciden en el funcionamiento de los aparatos de medida (lo que se denomina fatiga instrumental), a variaciones en las condiciones climáticas o de la forma de adquisición de la información. Para corregir este efecto, en levantamientos marinos, se utilizan los cruces entre distintas líneas de navegación sobre las que se han adquirido lecturas con el gravímetro.

El efecto gravitatorio que se genera por la variación de las posiciones relativas de la Tierra, el Sol y la Luna (*marea terrestre*), debe calcularse para la posición, fecha y hora de la medida. Una vez calculado, empleando por ejemplo las fórmulas propuestas por Longman (1959) [177], este efecto se sustrae de la medida observada.

Cuando las observaciones se obtienen sobre una plataforma móvil, las lecturas deben ser corregidas por las variaciones que produce en  $g$  la aceleración derivada del movimiento de dicha plataforma. La relación utilizada para corregir este efecto es la denominada *corrección de Eötvös*:

$$\delta g_{\text{ecuador}} = 7,508 \cdot V \cdot \cos \phi \cdot \sin \alpha + 0,0416 \cdot V^2 \quad (3.2)$$

expresado en miligales y siendo  $V$  la velocidad del vehículo en nudos,  $\phi$  la latitud y  $\alpha$  el azimut en grados.

### Anomalía de Aire Libre

Consiste en calcular y descontar el efecto de gradiente del campo gravitatorio terrestre, entre el elipsoide de referencia y la cota del punto de lectura, sin considerar ningún tipo de material entre dicho ambos puntos.

Para latitudes medias, se acepta que el valor promedio del gradiente es de 0,3086 mGal/m. Así, la corrección a aplicar vendrá definida por:

$$C.A.L. = 0,3086 \cdot h \quad (3.3)$$

expresado en miligales y siendo  $C.A.L.$  la *corrección de Aire Libre* y  $h$  la cota del punto en que se realiza la lectura.

La anomalía de Aire Libre se calcula mediante la relación:

$$A.A.L. = g - (g_\phi - C.A.L.) \quad (3.4)$$

Las anomalías de Aire Libre reflejan las variaciones de densidad bajo los puntos de observación. Sin embargo, las variaciones batimétricas y el fuerte contraste de densidad entre el agua del mar y material del fondo, hacen que este efecto batimétrico tenga un excesivo peso en el total de la anomalía de Aire Libre (Figura 3.6, B).

### Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer incorpora a la anomalía de Aire Libre la corrección debida al efecto de una lámina de material lateralmente infinita, que en el caso oceánico será el agua del mar, con un espesor igual a la batimetría en el punto de medida. Esta lámina de material se denomina *lámina de Bouguer*. Su efecto gravitatorio es:

$$C.B. = 2 \cdot \pi \cdot G \cdot \rho \cdot h \quad (3.5)$$

siendo  $C.B.$  la *corrección de Bouguer*, expresada en miligales,  $G$  la constante de gravitación universal (igual a  $6,67 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g}\cdot\text{s}^2$ ) y  $\rho$  la densidad de reducción (expresada en  $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

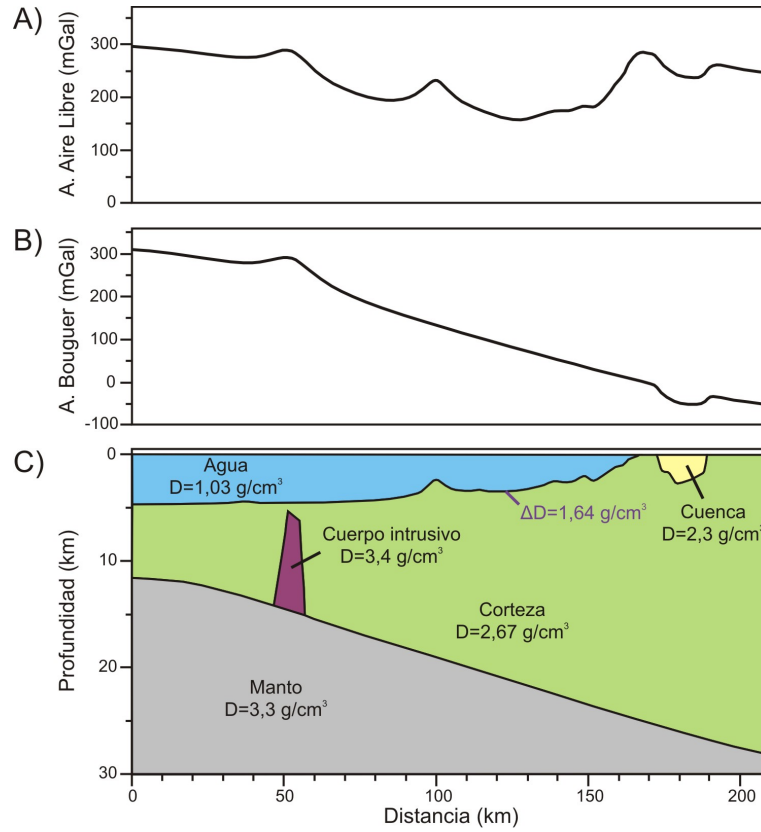


Figura 3.6: Esquema ilustrativo de la sensibilidad de los valores de A) Anomalia de Aire Libre y B) Anomalia de Bouguer Completa, para una distribución de densidades determinada (C) en áreas marinas. Modificada de Sánchez de la Muela (2014) [284].

La anomalía de Bouguer es (Figura 3.6, C):

$$A.B. = g - (g_\phi - C.A.L. + C.B.) \quad (3.6)$$

En prospección terrestre se utiliza una densidad media de reducción de  $2,67 \text{ g/cm}^3$ , mientras que en prospección marina se utiliza la diferencia entre la densidad media de reducción y la densidad del agua del mar ( $1,03 \text{ g/cm}^3$ ):

$$\rho = 2,67 - 1,03 = 1,64 \quad (3.7)$$

expresada en  $\text{g/cm}^3$ .

### Anomalia de Bouguer Completa

Al calcular la anomalía de Bouguer *simple*, se considera una lámina de espesor homogéneo que en realidad es morfológicamente irregular. Las formas habituales de corrección del efecto gravimétrico causado por las variaciones del relieve que existe alrededor de cada punto de medida, se basan en la discretización de la superficie según formas tridimensionales regulares. Estos prismas regulares estarán definidos en altura por la diferencia de altura entre la superficie real y la cara superior de la lámina de Bouguer. La corrección final (*corrección topográfica*) viene definida por la suma de los efectos gravitatorios de cada uno de los prismas sobre el punto de lectura (Naggy, 1966) [223].

En el caso de los fondos oceánicos, la idea es la misma pero con sensibles variaciones: la lectura se realiza en la superficie del océano y las variaciones morfológicas contempladas son las del fondo oceánico (la cara inferior de la lámina de Bouguer que se considera en estos casos); además, los efectos gravitatorios computados provienen de las formas del fondo bajo el punto de lectura, que se encuentra en la superficie del agua.

En áreas oceánicas es recomendable el uso de la anomalía de Bouguer con *corrección de fondo oceánico* (corrección de fondo en adelante), ya que la anomalía de Aire Libre, como se ha indicado



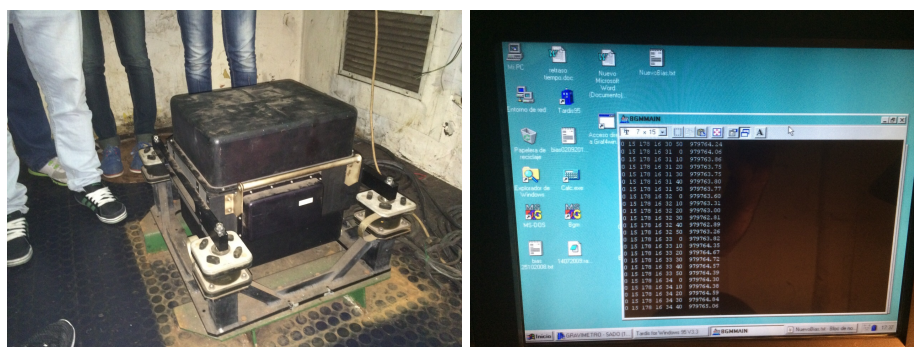


Figura 3.7: Gravímetro marino *Bell Aerospace TEXTRON BGM-3* (izquierda) y terminal con la aplicación informática para la adquisición de los datos de gravimetría (derecha), instalado en el mismo habitáculo que el gravímetro; desde él se transmiten los datos a la red del barco.

anteriormente, está excesivamente influenciada por las irregularidades batimétricas. Sin la corrección de fondo, los efectos laterales que pueden ser de gran importancia no se tienen en cuenta, y eso en áreas de batimetría no plana y con importantes variaciones laterales puede ser determinante (Carbó *et al.*, 2001; Llanes, 2006) [63, 175].

Cuando en el cálculo de la anomalía de Bouguer se tienen en cuenta estos efectos (corrección topográfica y/o de fondo oceánico, *C.T.*), se llama *Anomalía de Bouguer Completa* (Figura 3.6, C):

$$A.B.C. = g - (g_\phi - C.A.L. + C.B. + C.T.) \quad (3.8)$$

El término de corrección topográfica (*C.T.*) tiene una cierta complejidad cuando se trata de levantamientos realizados en mar. En tierra, responde a las variaciones topográficas del entorno sobre el punto a corregir, y su efecto sobre la gravedad teórica siempre es positivo, tanto en el caso de elevaciones como de depresiones relativas en el entorno del punto de medida. Sin embargo, en mar este término responde a las variaciones batimétricas relativas del entorno bajo el punto a corregir en la superficie del mar; en este caso, el efecto es un sumatorio de efectos negativos y positivos según se trate de valles o crestas en el fondo marino alrededor del punto a corregir, y el valor final puede ser positivo o negativo.

### 3.2.3.2. Instrumentación

El B.I.O. Hespérides está dotado con un gravímetro marino *Bell Aerospace TEXTRON BGM-3* (actualmente *Lockheed Martin Federal Systems*, Figura 3.7). El sistema se encuentra montado en el local de gravimetría, próximo al centro de gravedad del buque. Sus principales elementos son (Figura 3.7):

- Un sensor que consta a su vez de un *rack* con los dispositivos electrónicos de alimentación, de acondicionamiento de señal y baterías de emergencia. El sensor de gravedad genera un tren de pulsos, cuya frecuencia es proporcional a la gravedad en el rango del instrumento, y una señal de referencia para contarlos.
- La plataforma giroestabilizada en la que va montado el sensor, tiene la función de aislar el sensor de gravedad de los movimientos del buque, minimizando las posibles influencias de los movimientos del mismo y asegurando en todo momento la alineación del sensor con la vertical.
- Un sistema de adquisición de datos, compuesto por un ordenador, donde se procesa automáticamente la señal, se almacena y se distribuye a través de la red del barco para permitir el tratamiento de los datos en el laboratorio.

### 3.2.4. Batimetría y Gravimetría derivadas de altimetría satelital

Los levantamientos batimétricos con ecosonda multihaz, realizados con cobertura del 100 %, son sin duda el mejor sistema para obtener una imagen precisa de los fondos oceánicos. Sin embargo,



la cartografía batimétrica está limitada geográficamente por el elevado coste y la lentitud de estas campañas, de modo que las zonas oceánicas con esta clase de levantamiento son excepcionales.

Puesto que la realización de estudios regionales precisa frecuentemente de información sobre áreas muy extensas, es común recurrir a datos batimétricos derivados de altimetría satelital. En la actualidad, los satélites artificiales permiten realizar observaciones sinópticas de los océanos de forma metódica y con cobertura global, lo que ha convertido a la altimetría desde satélite en un instrumento fundamental, tanto para la Oceanografía como para la Geodesia, debido a que define a escala global la superficie denominada Nivel Medio del Mar, que constituye una buena aproximación al Geoide Marino [247, 69].

El fundamento de la batimetría derivada de altimetría satelital radica en varias consideraciones (Sandwell y Smith, 1997; Smith y Sandwell, 1997) [267, 283]:

1. La superficie oceánica puede asimilarse a una superficie equipotencial del campo gravitatorio terrestre. Como primera aproximación, esta superficie equipotencial de la Tierra puede considerarse esférica. No obstante, debido al movimiento de rotación de la Tierra, esta superficie equipotencial es representada más adecuadamente como un elipsoide de revolución, en el que el diámetro polar es menor que el ecuatorial, y en el que se considera una distribución lateral de masas homogénea.
2. Es posible detectar pequeñas ondulaciones, positivas o negativas, afectando al elipsoide teórico. Estas ondulaciones se deben a la variación que producen en el campo gravitatorio terrestre las heterogeneidades de densidad. La superficie resultante, con variaciones de gran longitud de onda (miles de kilómetros) y de amplitud (decenas de metros), es lo que se conoce como geoide.
3. El estudio de las variaciones detectadas en el geoide, permite calcular el efecto gravitatorio que las ha generado. Por último, a partir de esos efectos gravitatorios, se puede deducir la morfología que da origen a dicho efecto.

La información altimétrica se adquiere por medio de un radar-altímetro instalado a bordo de un satélite orbital (p. ej., *SEASAT*). El radar-altímetro mide la elevación del nivel del mar en la trayectoria de cada órbita descrita por el satélite y, al pasar por estaciones fijas, de localización y elevación definidas, referencia todas las medidas a un mismo nivel de referencia (Figura 3.8).

El geoide se obtiene utilizando la siguiente expresión matemática [104, 295, 247]:

$$N = h - (H + h_c) \quad (3.9)$$

siendo  $N$  la altura del geoide,  $h$  la altura del satélite sobre el elipsoide de referencia,  $H$  la altura entre el satélite y el nivel del mar, y  $h_c$  la componente oceanográfica.

A modo de ejemplo, el refuerzo del campo gravitatorio debido a un relieve positivo en el fondo del mar, provoca un alejamiento local de la superficie equipotencial del geoide respecto del centro de la Tierra y, como consecuencia, una elevación local del nivel medio del mar (Figura 3.8). A partir de la pendiente detectada en el geoide, es posible obtener el gradiente vertical de la gravedad y, por integración, la anomalía de Aire Libre. Las posibles variaciones en la medida se corrigen pasando varias veces por el mismo punto.

En sentido inverso, una vez conocido el refuerzo del campo gravitatorio que da origen a este tipo de ondulaciones de corta longitud de onda del geoide, podemos calcular la geometría del fondo oceánico que es causa de las desviaciones.

### 3.2.5. Sísmica de reflexión

Para la consecución de los objetivos fijados en esta investigación, se han empleado perfiles de sísmica de reflexión multicanal 2D, tanto para apoyar el estudio de la morfotectónica, como para identificar el espesor de la cobertera sedimentaria y su estructura interna, así como la estructura de la parte superior del basamento, e introducir esta información en los modelos gravimétricos realizados. En el estudio de la morfotectónica también se han empleado de forma puntual perfiles sísmicos de muy alta resolución registrados con sonda paramétrica TOPAS.

Los datos sísmicos de reflexión multicanal empleados en el desarrollo de este trabajo son datos que se han recibido ya procesados y, en el caso de los de sonda paramétrica TOPAS, también

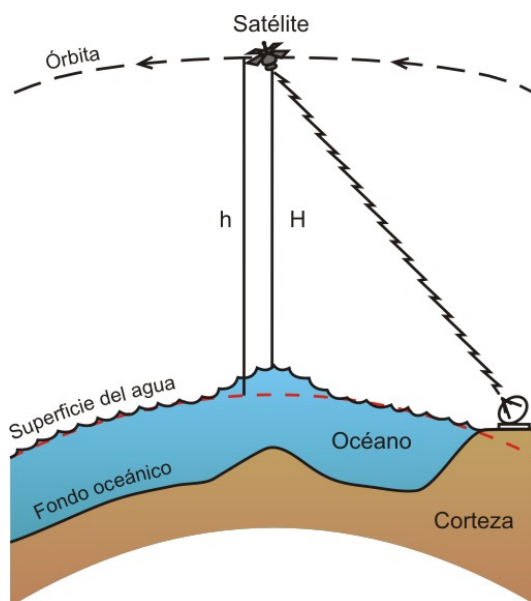


Figura 3.8: Esquema de la utilización de la altimetría espacial. ‘H’ es la altura del satélite respecto del nivel del mar, medida por el tiempo de viaje de un pulso radar entre ambos, y ‘h’ es la altura del satélite respecto del elipsoide de referencia (trazo rojo discontinuo). Se asume que las variaciones en la altura de la superficie del mar respecto del elipsoide de referencia son iguales a las variaciones de altura del geoide. Modificado de Sandwell y Smith (1997) [267].

incluyen un pequeño pre-procesado realizado durante la adquisición de los mismos, y no se han realizado post-procesados en ningún caso. Por este motivo, hemos considerado apropiado introducir nociones sobre el método de sismica de reflexión, pero no profundizaremos tanto como en el caso de otras metodologías, como son la gravimetría de barco y la batimetría multihaz, en los que sí se ha realizado flujo de trabajo completo durante el desarrollo de este trabajo, desde la adquisición de los datos brutos, pasando por el procesado de los mismos, hasta la obtención de los datos finales.

### 3.2.5.1. Fundamentos

El método sísmico es una de los más potentes para la investigación de la estructura del interior de la Tierra. Permite conocer la estructura del subsuelo con mayor o menor resolución y capacidad de penetración, en función de la frecuencia y forma de onda de la señal acústica artificial que se use.

La técnica básica de sismica de reflexión se basa en el análisis de las ondas sísmicas que se registran después de haber sido reflejadas en superficies del interior de la tierra que presentan contrastes de impedancia acústica. La impedancia acústica caracteriza a un medio capaz de propagar ondas acústicas (sísmicas), y se define por:

$$i = v \cdot \rho \quad (3.10)$$

siendo  $v$  la velocidad que tienen las ondas acústicas en ese medio y  $\rho$  la densidad del mismo.

Las ondas sísmicas, al propagarse, pueden ser difractadas debido al cambio gradual de la densidad con el aumento de la profundidad, pero cuando inciden en una discontinuidad que separa materiales con diferente impedancia acústica, parte de la energía de la onda se refracta en función del ángulo de incidencia de las ondas sobre dicha discontinuidad, y otra parte es reflejada por la interfase hacia la superficie. El método de sismica de reflexión se centra en el análisis de las ondas de energía reflejada. Así, la sismica de reflexión convencional proporciona imágenes de gran resolución para analizar las características de la parte superior de la corteza, pero al aumentar la profundidad la energía acústica se va atenuando y la intensidad de la señal que se recibe no es fácilmente diferenciable del ruido. Para estudiar la estructura de la corteza inferior y el manto superior, es necesario emplear otros métodos sísmicos, de gran ángulo.

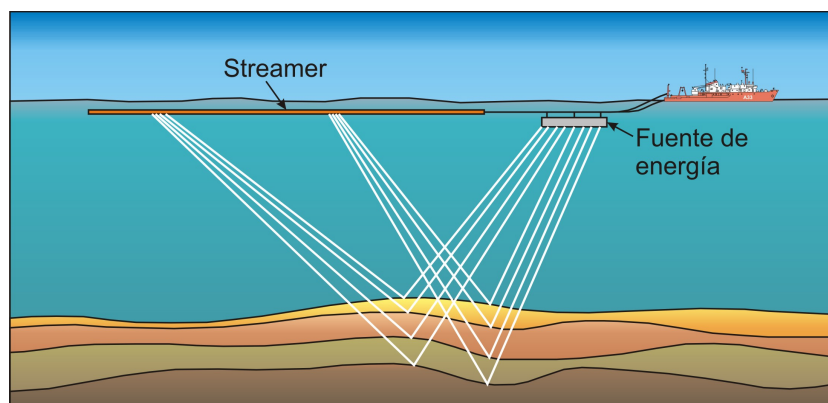


Figura 3.9: Esquema simplificado de un sistema emisor-receptor de sismica de reflexión marina constituido por una fuente emisora de energía de baja frecuencia como, por ejemplo, cañones de aire comprimido, y un *streamer*, ambos remolcados por la popa del buque.

### 3.2.5.2. Métodos de adquisición empleados

Los métodos de prospección sísmica de reflexión se clasifican según sean los tipos de emisores y receptores que se empleen, que permitirán obtener información con diferente resolución y capacidad de penetración, teniendo en cuenta la relación inversa entre ambos parámetros. En esta investigación se ha dispuesto de perfiles sísmicos de reflexión multicanal, y de perfiles de sonda paramétrica TOPAS. Las características de estos métodos de adquisición se resumen a continuación.

#### Sísmica multicanal

Emplea emisores de baja frecuencia, en este caso dispositivos de aire comprimido, compuestos por varios cañones con distintos volúmenes, con el fin de generar una horquilla de frecuencias relativamente amplia. El aire comprimido a muy alta presión contenido en el interior de las cámaras es descargado de forma instantánea y simultánea con intervalos de pocos segundos. El aire comprimido lo proporcionan unos compresores alimentados por generadores.

Los receptores son sargas de hidrófonos, también conocidas como *streamers*; los hidrófonos contienen una pieza cerámica piezoeléctrica que transforma en una corriente eléctrica los diferenciales de presión provocados por las ondas sísmicas al retornar hacia la superficie tras haberse reflejado en las diferentes interfases que hallaron a su paso.

Todo el dispositivo de adquisición de sismica multicanal, compuesto por el *streamer* y la sarga de cañones de aire comprimido, se arrastra por popa del buque y se va registrando un perfil bajo la línea de derrota seguida por la embarcación (Figura 3.9). La capacidad de penetración y la resolución del registro dependerán de las frecuencias empleadas, del intervalo de disparo, y de la longitud y número de hidrófonos que componen el *streamer*.

#### Sonda paramétrica TOPAS

La sonda paramétrica TOPAS (*Topographic Parametric Seismic System*, de Kongsberg-Simrad) surgió en la década del 1970 a partir de la aplicación del efecto paramétrico a la emisión y recepción de señales sísmicas de alta frecuencia. Se trata de un sistema que permite obtener registros del subsuelo marino de forma continua y con muy alta resolución, con penetración en los niveles sedimentarios superficiales. Su funcionamiento se basa en la generación de ondas acústicas de baja frecuencia relativa a través de la interacción no lineal, en los primeros metros de la columna de agua, de dos haces de sonido de alta frecuencia. Es lo que se denomina efecto paramétrico (Figura 3.10). Estos dos haces de sonido, de alta frecuencia, están separados entre sí por un incremento de frecuencia próximo a la frecuencia primaria media. La interacción de los dos haces acústicos da lugar a dos frecuencias secundarias que son la suma y la diferencia, respectivamente, de las frecuencias primarias generadas por el emisor. La señal resultante tiene una banda de frecuencias relativamente amplia y un perfil de haces estrecho (próximo a las señales de alta frecuencia transmitidas por los

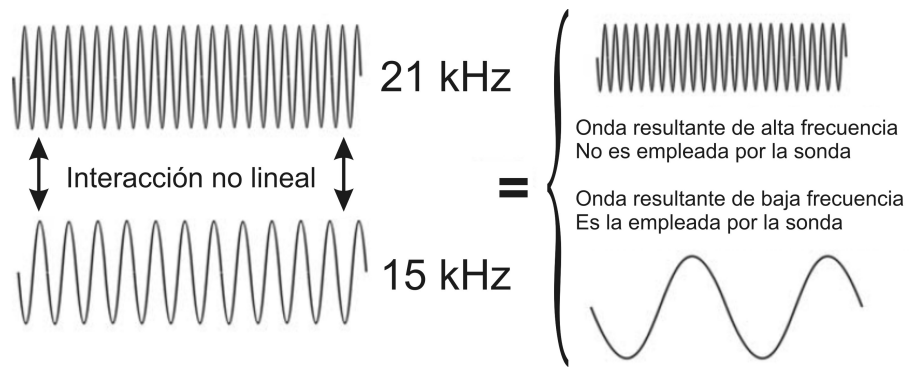


Figura 3.10: Esquema ilustrativo de la generación del efecto paramétrico.

transductores) sin lóbulos laterales, que aumenta la resolución del sistema. Todo esto hace que la resolución espacial en los perfiles registrados sea muy elevada. Los haces estrechos también dan como resultado unos niveles de reverberación bajo y, por tanto, mayor capacidad de penetración de la señal.

## Capítulo 4

# Desarrollo experimental

En este capítulo se detalla el modo en que se han aplicado las técnicas experimentales expuestas anteriormente. Se hará especial hincapié en la descripción del procedimiento que se ha seguido en la adquisición y el procesado, tanto de los datos batimétricos obtenidos con ecosonda multihaz, como de los datos gravimétricos marinos, ya que a lo largo de esta investigación se ha realizado el flujo de trabajo completo en la aplicación de ambos métodos de prospección. También se describirá el procedimiento seguido para la obtención del resto de la información empleada en el transcurso de esta investigación, pero se hará de una forma sucinta, ya que el grado de implicación en el proceso de adquisición y procesado de esos datos ha sido menor.

### 4.1. Navegación y Posicionamiento

Los datos de navegación y posicionamiento que proporciona el sistema GPS diferencial del B.I.O. Hespérides, con una frecuencia de un dato por segundo, se extraen y procesan durante las campañas en los formatos adecuados para facilitar el tratamiento de los diferentes datos geofísicos.

Las correcciones diferenciales aplicadas al sistema GPS permiten una precisión en el posicionamiento de los datos adquiridos inferior a  $\pm 5$  m. Así, todas las observaciones realizadas durante las campañas de mar son geo-referenciadas automáticamente con gran precisión.

### 4.2. Batimetría

#### 4.2.1. Tipos de datos batimétricos y topográficos empleados

Para el desarrollo de este trabajo se han empleado los datos batimétricos de barco adquiridos durante las campañas del Plan ZEEE entre los años 2001 y 2008. No obstante, dada la importancia que tiene el relieve en algunos de los cálculos y modelos realizados con campos potenciales, para poder ampliar la zona de trabajos ha sido necesario incluir otro tipo fuentes, como los datos batimétricos procedentes del Atlas Digital GEBCO, con una resolución espacial de 1 minuto de arco, publicado por el *British Oceanographic Data Centre* en nombre de la *Intergovernmental Oceanographic Commission* y la *International Hydrographic Organization* (IOC, IHO y BODC, 2003) [141].

#### 4.2.2. Batimetría multihaz

Como ya se ha explicado en relación a los sistemas multihaz con que está equipado el B.I.O. Hespérides (ver características técnicas en el apartado 3.2.2.2 de esta memoria), en las campañas realizadas en el marco del Plan ZEEE entre los años 2001 y 2007 se ha operado con seis sistemas multihaz diferentes, obteniendo un recubrimiento del 100 % de la batimetría de aproximadamente 97.900 km<sup>2</sup> del terreno submarino de la ZEE española (Figura 4.1):

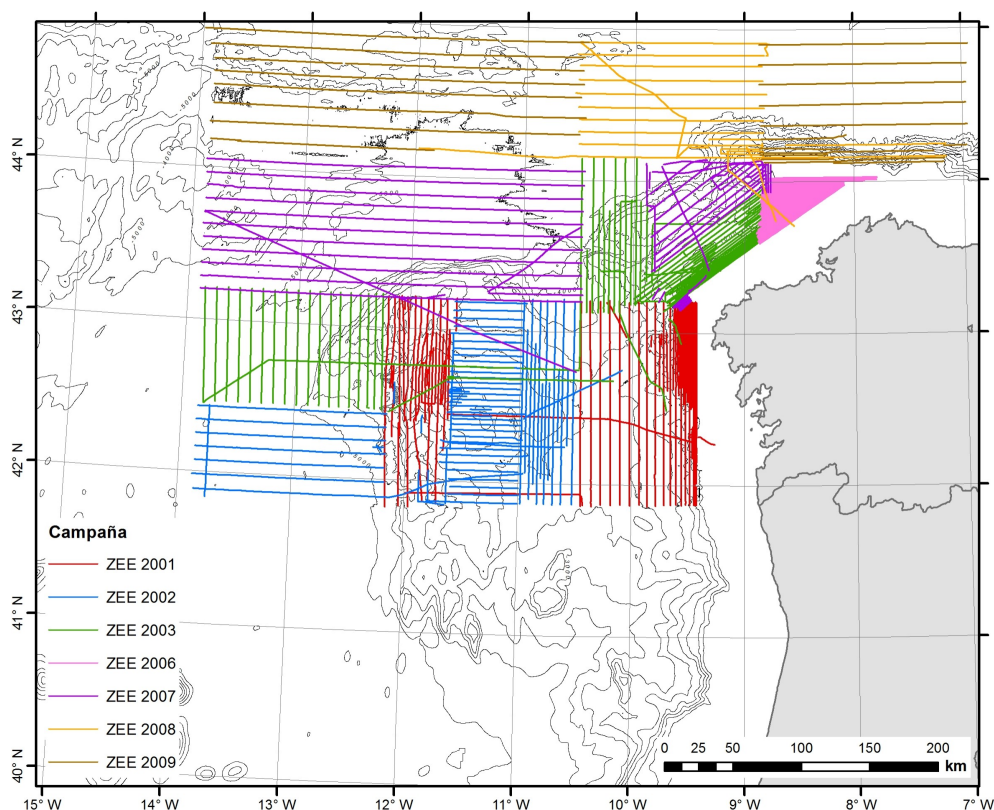


Figura 4.1: Líneas de derrota seguidas por el B.I.O. Hespérides para el levantamiento batimétrico durante las campañas del Plan ZEEE. Debajo, contornos batimétricos cada 500 m.

- Las ecosondas monohaz *EA 500* (ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003) y *EA 600* (ZEE-2006, ZEE-2007, ZEE-2008 y ZEE-2009), se han empleado como sistemas de apoyo para las ecosondas multihaz y otros equipos geofísicos, como el gravímetro.
- Las ecosondas multihaz *EM 12S* (ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003) y *EM 120* (ZEE-2006, ZEE-2007, ZEE-2008 y ZEE-2009), diseñadas para operar en aguas de hasta 12.000 m de profundidad, se han utilizado para realizar la mayor parte del levantamiento batimétrico multihaz analizado en este trabajo.
- Las ecosondas multihaz *EM 1000* (ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003) y *EM 1002S* (ZEE-2006, ZEE-2007, ZEE-2008 y ZEE-2009), diseñadas para operar en aguas someras, se han utilizado para realizar el levantamiento batimétrico de las zonas de plataforma próximas a la costa, en profundidades de entre 100 y 400 m.

#### 4.2.2.1. Calibración de las ecosondas multihaz

Un elemento esencial para asegurar la buena calidad de los datos en un levantamiento batimétrico es la realización previa de una calibración de las ecosondas. Este proceso permite poner de manifiesto, y corregir numéricamente, errores en el sistema de adquisición tales como el balanceo, la inclinación y el cabeceo del barco. Para ello, al comienzo de cada campaña, es necesario seleccionar una zona de fondo regular y horizontal y, por otro, una zona con fuertes pendientes en el fondo. Durante el proceso de calibración se toman medidas sobre un enrejado de líneas diseñado para este propósito. La calibración de las ecosondas sigue unas reglas estrictas de protocolo.

Es muy importante también durante la realización del levantamiento batimétrico el tener un buen conocimiento del perfil de velocidad de propagación del sonido en la columna de agua. Así, para la adquisición de datos batimétricos durante las campañas se obtuvieron perfiles de la variación de velocidad con la profundidad, diariamente o cada pocos días de navegación. Para ello se lanzaron

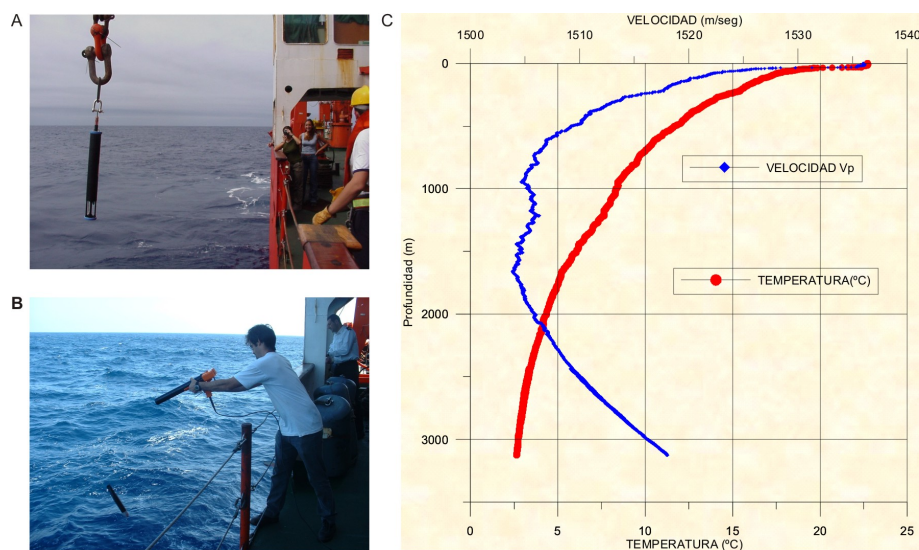


Figura 4.2: A) Sensor de velocidad del sonido *SVplus*. B) Perfilador de velocidad *XBT*. C) Ejemplo de curva variación de la velocidad del sonido y la temperatura en la columna de agua; estos resultados son transmitidos a las ecosondas, que corrigen los valores de profundidad medidos en tiempo real.

sondadores de velocidad *XBT* (*Expendable Bathythermograph*) y *XSV* (*Expendable Sound Velocity meter*), con un alcance de varios cientos de metros de profundidad. En algunas ocasiones, también se dispuso de un sondador *SVplus* (Figura 4.2, A). En ambos casos el sondador se encontraba conectado a un ordenador que recogía los datos a medida que el sensor descendía. Posteriormente, los valores de velocidad del sonido se convierten en profundidades, para lo cual se emplea como valor medio de la salinidad del agua el obtenido por el termosalinógrafo. Los valores obtenidos por los *XBT*, *XSV* y la sonda *SVplus* se complementan en las áreas de grandes profundidades con la base mundial Levitus (Levitus, 1982) [172]. Los perfiles de velocidad obtenidos (Figura 4.2, B) se transmiten a las ecosondas y éstas los utilizan en tiempo real para introducir las oportunas correcciones a la profundidad medida.

#### 4.2.2.2. Adquisición de la información batimétrica multihaz

El levantamiento sistemático de batimetría multihaz realizado durante las campañas del Plan ZEEE en la zona de investigación tiene un diseño complejo (Figura 4.1). Para obtener un recubrimiento del 100 % del fondo oceánico, además de tener en cuenta la profundidad del fondo y el grado de apertura de los haces, hay que tratar de diseñar unas derrotas a seguir por el barco orientadas lo más paralelas posible a los veriles. Dado que el fondo oceánico de la zona de estudio es muy irregular, con numerosos bajos y fuertes gradientes, durante el desarrollo de las campañas con frecuencia hubo que modificar la planificación inicial de líneas y realizar numerosas derrotas para rellenar zonas que inicialmente quedaban sin sondear.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, se consiguió ejecutar un levantamiento batimétrico con una cobertura de prácticamente el 100 % del fondo oceánico, evitando tener que realizar más que pequeñas interpolaciones por falta de datos en el área prospectada.

Para la adquisición, control y visualización de los datos batimétricos multihaz en tiempo real durante las campañas, como se ha explicado en el apartado 3.2.2.2 de esta memoria, se emplearon los programas *Mermaid* y *Merlin* (ZEE-2001, ZEE-2002 y ZEE-2003) y *SIS* (ZEE-2005, ZEE-2006, ZEE-2007, ZEE-2008 y ZEE-2009). Los datos que se obtienen para cada ciclo de medida incluyen: posición del barco, orientación e inclinación de la plataforma, así como distancia transversal, profundidad e intensidad del eco recibido en cada uno de los canales. La información correspondiente a los últimos ciclos de medida se va procesando automáticamente, lo que permitió visualizar la batimetría del fondo de forma preliminar a medida que se iba cubriendo el área de estudio.



#### 4.2.2.3. Procesado de los datos batimétricos

El procesado de los datos batimétricos utilizados en este trabajo se realizó con el programa *CARIS HIPS and SIPS*. El procesado de los datos multihaz consta principalmente de tres pasos: corrección de sondas, limpieza y chequeo de las sondas y visualización de las sondas. Una secuencia sintetizada del proceso, desde la adquisición hasta la obtención de los productos finales, es la siguiente (Figura 4.3):

- *Importación y conversión*: Importación de los datos brutos y conversión al formato de archivos del programa.
- *Correcciones*: Incorporación de la información de mareas para corregir las sondas a un nivel del mar estándar.
- *Limpieza y chequeo de los datos*: Se comienza con una inspección visual de los datos de navegación y de los datos de los sensores de movimiento de la embarcación para identificar y eliminar cualquier lectura inválida. A continuación se realiza una limpieza de sondas erróneas (debidas, por ejemplo, a ruidos, burbujas de aire en el agua. . . ); esta limpieza se puede realizar a mano o bien mediante la aplicación de filtros.

La visualización y limpieza de las sondas se hace de dos maneras diferentes: Limpieza de los datos de las bandas de sondeo (de cada disparo) de cada archivo de línea por separado, y limpieza de subconjuntos de datos (procedentes de archivos de líneas adyacentes). Para la limpieza manual de sondas erróneas, tanto de bandas de sondeo como de subconjuntos de datos, *CARIS HIPS and SIPS* ofrece una interfaz que permite la visualización de subconjuntos de datos en 2D y 3D, lo que es muy útil para controlar la calidad de los datos y que el solape entre líneas adyacentes sea correcto (Figuras 4.4 y 4.5).

Los métodos de filtrado son numerosos y pueden ser más o menos complicados. Los más simples filtran profundidades máximas y mínimas, estrechan las bandas de sondeo (los haces extremos suelen ser los más ruidosos) o emplean algoritmos un poco más avanzados, como los de cálculo de pendiente entre sondas adyacentes. Los filtros más modernos realizan cálculos estadísticos complejos, pero el procesado y chequeo manual sigue siendo necesario a pesar del alto grado de sofisticación de estos filtros.

- *Visualización de los datos*: El resultado del procesado de datos son sondas limpias (registros  $x, y, z$  y de reflectividad), que se pueden emplear para visualizar e interpretar los datos batimétricos mediante la construcción de modelos digitales de elevaciones (MDE) y mosaicos de reflectividad. En este punto, se realizan cálculos de paso de malla, filtrado y suavizado de los datos.
- Una vez realizados los MDE, de éstos se pueden extraer mapas preliminares de isolíneas. Éstos pueden poner de manifiesto algunos errores en el procesado anterior de los datos, por lo que se realizan nuevamente procesados no automáticos y se vuelven a representar los datos. Este proceso iterativo se prolonga hasta que la calidad de los resultados permite considerarlos definitivos.
- Con los resultados definitivos, se pueden utilizar otros modos de visualización del MDE además de los mapas de isobatas, como son los diagramas tridimensionales, los modelos de pendientes, modelos de sombras desde diferentes orientaciones, y mapas en color.

La batimetría resultante después del procesado de los datos se muestra en la Figura 4.6. Estos resultados batimétricos se encuentran también publicados, como ya se citó en el Capítulo 2, en la cartografía oficial de la Zona Económica Exclusiva Española (Figura 2.43) (Martín Dávila *et al.*, 2012) [189].

#### 4.2.3. Batimetría derivada de altimetría satelital

Para llevar a cabo estudios regionales, como ocurre en parte de este trabajo, es necesario tener información batimétrica de áreas muy extensas. Esto es posible gracias a la altimetría satelital (ver



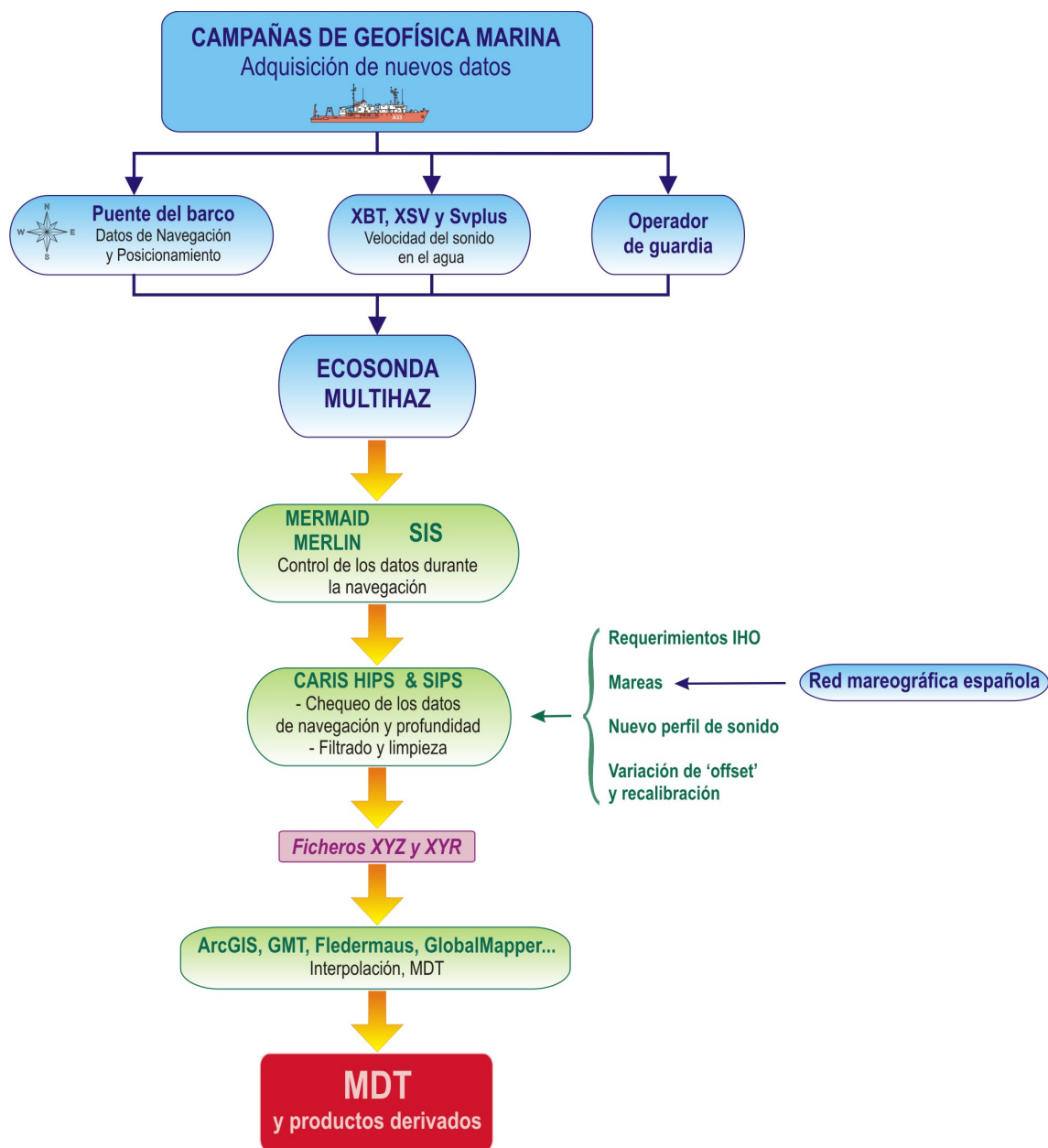


Figura 4.3: Procedimiento seguido en la adquisición y el procesado de los datos batimétricos.

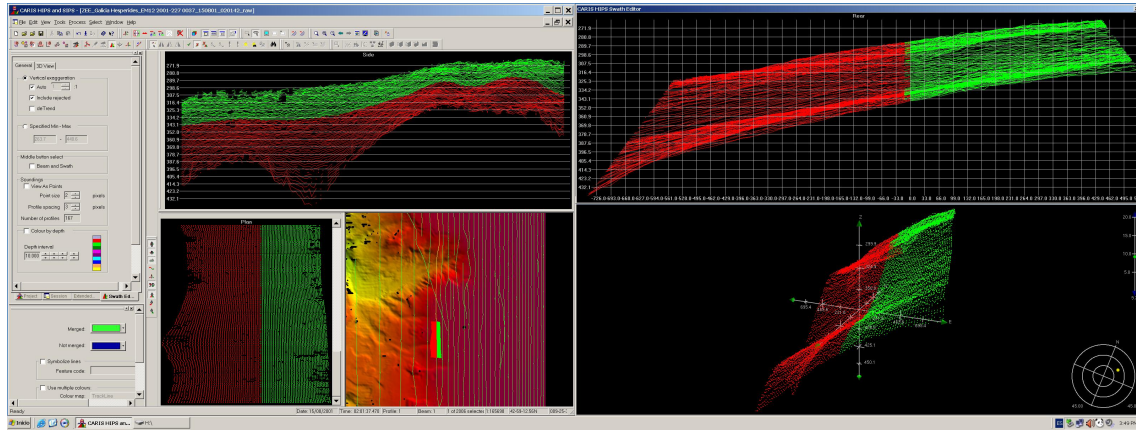


Figura 4.4: Interfaz que ofrece la aplicación informática *CARIS HIPS and SIPS* para la limpieza de las sondas obtenidas con ecosonda multihaz, a través del editor de bandas de sondaje.

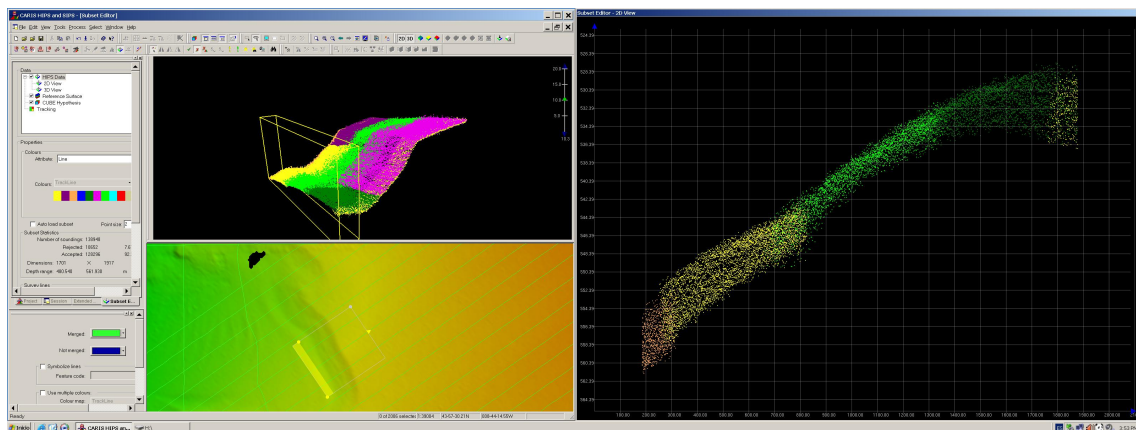


Figura 4.5: Interfaz que ofrece la aplicación informática *CARIS HIPS and SIPS* para la limpieza de las sondas obtenidas con ecosonda multihaz, en este caso, a través del editor de subconjuntos de datos, especialmente indicado para el control del solape entre líneas.

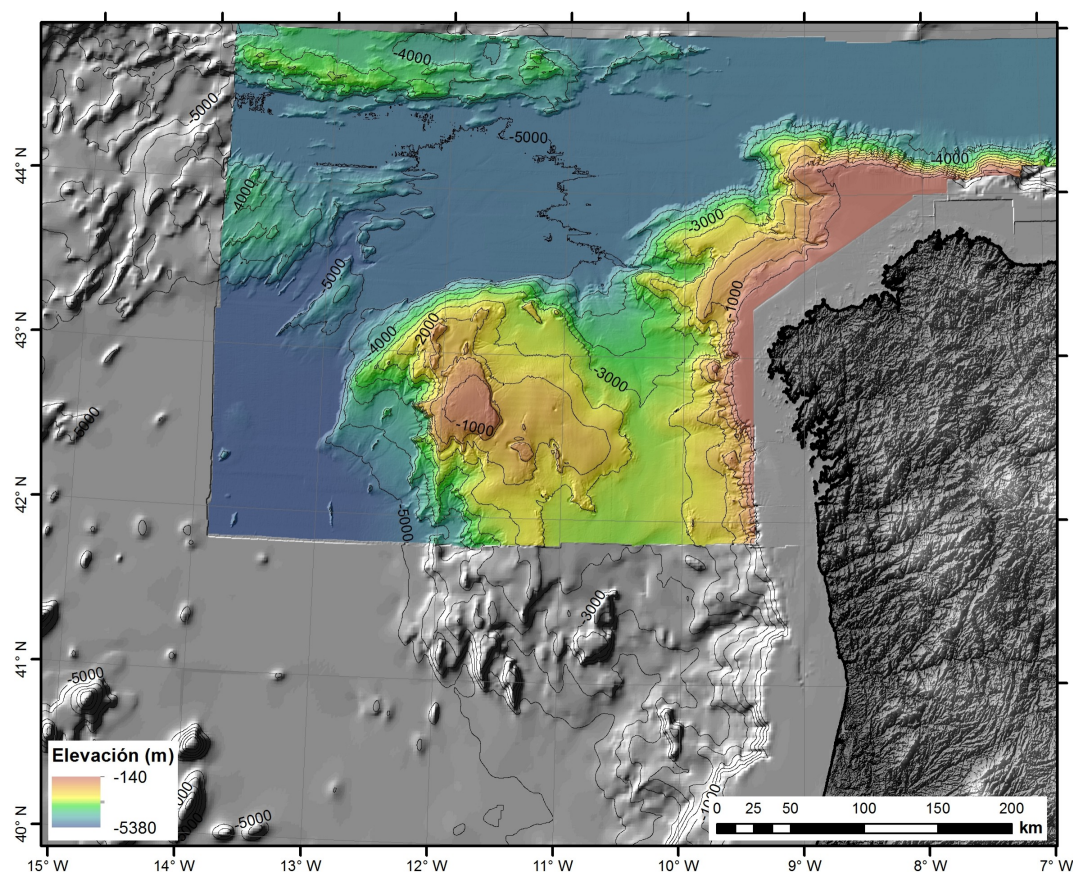


Figura 4.6: Modelo digital de elevaciones realizado a partir del levantamiento sistemático con sondas multihaz (campañas ZEE-2001 a ZEE-2009), en color, orlado por el modelo de sombras obtenido del modelo digital de elevaciones calculado a partir de la base de datos mundial GEBCO. Contornos cada 500 m. En tierra, datos SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* de la NASA).

apartado 3.2.4). Los datos batimétricos que se obtienen con esta metodología no son válidos para la navegación, pero sí resultan de gran utilidad para estudios geofísicos y geodinámicos del fondo oceánico a pesar de tener una resolución bastante menor a la de los datos batimétricos obtenidos con ecosonda multihaz (Figura 4.6). Los datos batimétricos procedentes de altimetría satelital nos permitirán, por tanto, orlar las zonas de levantamiento batimétrico multihaz y extrapolar nuestras interpretaciones geofísicas en áreas mucho más extensas.

Los datos batimétricos obtenidos por altimetría espacial empleados en este trabajo proceden de los satélites *ERS-1*, *Geosat* y *Topex-Poseidon* y se extrajeron de la base de datos mundial de libre distribución del *NOAA Geosciences Laboratory* y la *Scripps Institution of Oceanography* (Sandwell y Smith, 1997) [266]. Igualmente, en parte de los trabajos desarrollados durante esta investigación, se han empleado datos batimétricos procedentes del Atlas Digital GEBCO (IHO, 1998) [140].

Se han utilizado valores de profundidad del fondo oceánico regularizados a una malla de 1\*1 minuto, cubriendo la totalidad de la zona de estudio, entre las coordenadas 35°N y 50°N de latitud y 5°O y 30°O de longitud.

### 4.3. Gravimetría

#### 4.3.1. Tipos de datos gravimétricos empleados

Además de los datos gravimétricos de barco, durante la investigación ha sido necesario emplear también medidas gravimétricas terrestres realizadas en el noroeste de la Península Ibérica (Figura 4.7), procedentes de las bases de datos del Instituto Geográfico Nacional y ENRESA (Mezcua



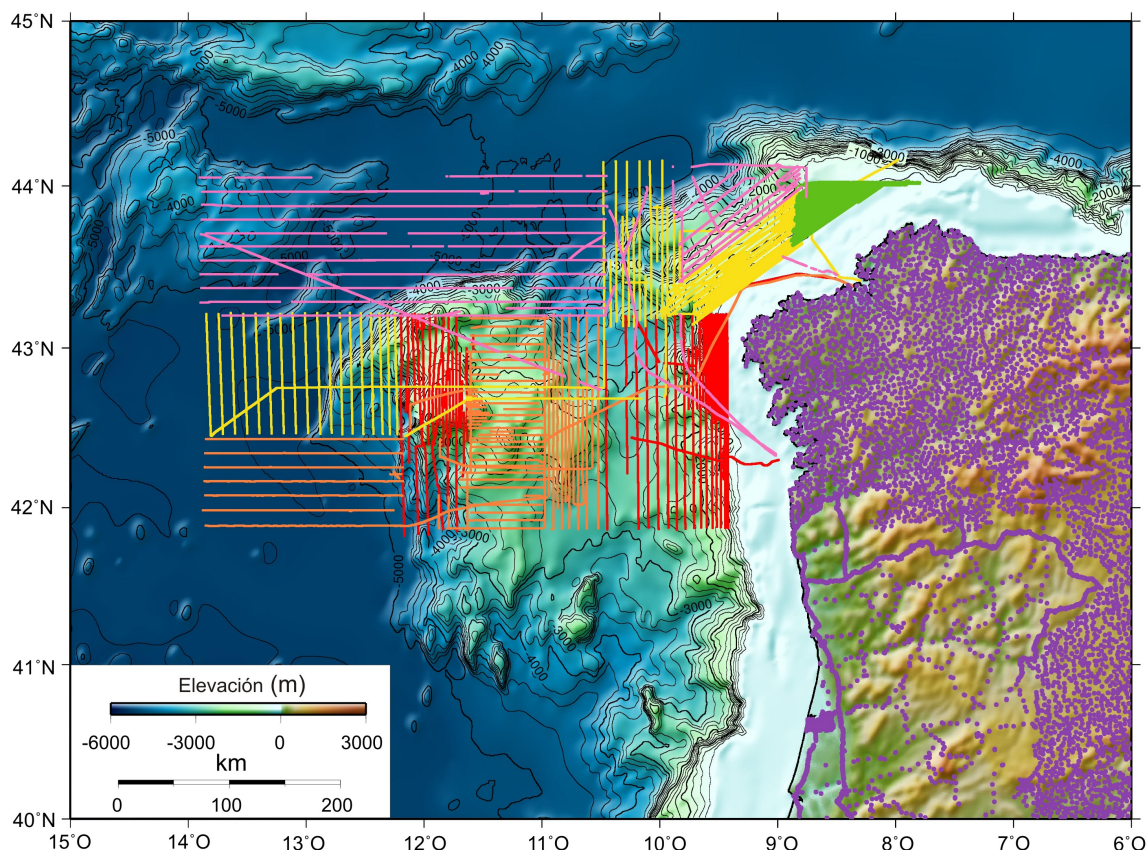


Figura 4.7: Modelo digital de elevaciones de la zona de trabajo (datos batimétricos procedentes del Atlas Digital GEBCO) sobre el que se muestran los puntos donde se han tomado medidas gravimétricas durante las campañas del Plan ZEEE. Rojo, ZEE-2001; Naranja, ZEE-2002; Amarillo, ZEE-2003; Verde, ZEE-2006; Rosa, ZEE-2007. Los puntos de color violeta sobre las zonas emergidas indican medidas gravimétricas terrestres (ver su procedencia en el texto). Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

*et al.*, 1996; Álvarez, 2002; Ramírez *et al.*, 2006; Ayala, 2013) [205, 5, 243, 13], así como datos gravimétricos procedentes de altimetría espacial (Smith y Sandwell, 1997) [283], con los que ha sido posible ampliar la zona de estudio y orlar los mapas para evitar errores de borde, sobre todo en las zonas próximas a la costa.

### 4.3.2. Datos gravimétricos de las campañas de barco

Los nuevos datos gravimétricos empleados en esta investigación proceden de las campañas desarrolladas en el marco del Plan ZEEE entre 2001 y 2007 (ZEE-2001, ZEE-2002, ZEE-2003, ZEE-2006 y ZEE-2007), a bordo del B.I.O. Hespérides (Figura 4.7). En total se han recorrido más de 13.100 millas náuticas de líneas de datos gravimétricos (aproximadamente 1 dato cada 50 m). La densidad media de los datos gravimétricos obtenidos en mar durante las campañas en la zona de estudio es de aproximadamente 20 datos/km<sup>2</sup>.

#### 4.3.2.1. Enlace con las redes terrestres

Los gravímetros marinos realizan medidas relativas de la gravedad, por lo que es necesario escalar en un punto donde se conoce la gravedad real o absoluta. El enlazar los valores obtenidos en mar con los terrestres, permite que se puedan usar conjuntamente en diversos cálculos y representaciones cartográficas grupos de datos correspondientes a tierra y a mar, de distintas procedencias, años, campañas oceanográficas, etc. Además, en el proceso de cálculo de las anomalías, hay que realizar una comparación entre las lecturas en mar y la gravedad teórica en cada uno de los pun-

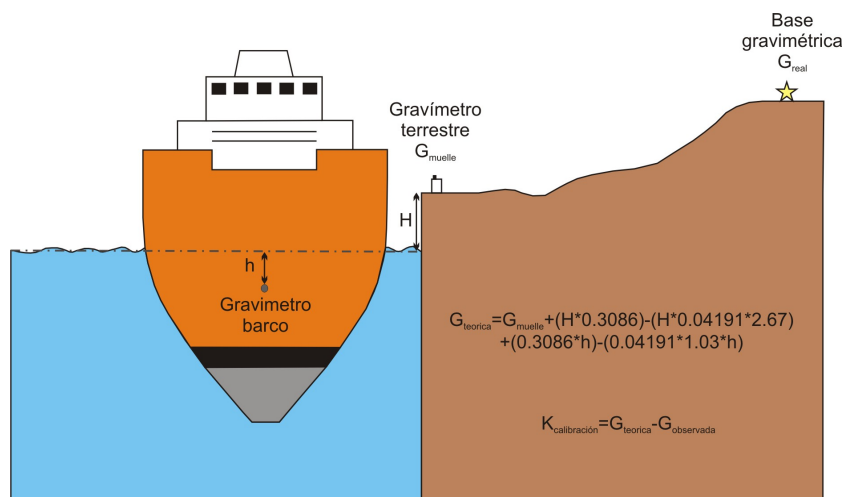


Figura 4.8: Esquema de los parámetros necesarios para la realización del enlace de los datos gravimétricos obtenidos durante las campañas de barco con la red gravimétrica terrestre. Modificado de Llanes *et al.* (2006) [175].



Figura 4.9: Gravímetro terrestre *Worden Master*; procedimiento de enlace con la red gravimétrica terrestre durante una de las campañas.

tos; si no se contara con una medida absoluta de cada uno de los valores obtenidos en el mar, se producirían distorsiones. Por ello, antes de comenzar una campaña oceanográfica en la cual se va a realizar gravimetría marina, se establece una base en el muelle donde está atracado el barco. Se realizan medidas alternativamente entre la base abierta en el muelle y la base absoluta más cercana (establecida por el Instituto Geográfico Nacional, IGN), en cortos intervalos de tiempo (1-2 horas), para que se pueda considerar una variación lineal entre ellas (Carbó, 1996) [66]. Una vez establecida la diferencia de unidades gravimétricas entre las dos bases (lo que denominamos constante de enlace) debe realizarse una pequeña corrección para tener en cuenta la diferencia de altura entre el punto del muelle donde se están realizando las medidas y la posición del gravímetro del barco, instalado varios metros por debajo. Para evitar introducir en la constante de enlace el efecto que causaría en las medidas las variaciones de la marea en el puerto, se debe utilizar la altura de marea en la hora inicial de lectura, que es aquella sobre la que se reducen las sucesivas lecturas realizadas en el muelle y la base del IGN (Figura 4.8).

El enlace con las redes terrestres se estableció sobre las bases gravimétricas de primer orden del Instituto Geográfico Nacional en Cartagena, Santander, Vigo y La Coruña, dependiendo de los puertos de comienzo y finalización de las campañas. Las lecturas efectuadas para el enlace se realizaron con un gravímetro terrestre *Lacoste & Romberg* modelo G (nº953), cuya precisión es de  $\pm 0,01$  mGal y con un gravímetro terrestre *Worden Master*, también con una precisión de  $\pm 0,01$  mGal (Figura 4.9). Las constantes de enlace calculadas para las diferentes campañas se muestran en el Cuadro 4.1. En cualquier caso, debemos tener en cuenta que el gravímetro marino tiene una precisión de  $\pm 1$  mGal.

Cuadro 4.1: Constantes de enlace calculadas para las campañas en mar del Plan ZEEE entre los años 2001 y 2007.

Campaña	Constante de enlace
ZEE-2001	+3,2 mGal
ZEE-2002	-0,29 mGal
ZEE-2003	-5,67 mGal
ZEE-2006	-1,36 mGal
ZEE-2007	+4,302 mGal

#### 4.3.2.2. Corrección de cruces y estimación de la precisión del levantamiento gravimétrico

Esta corrección evita uno de los errores más aparentes visualmente en los mapas realizados a partir de levantamientos sistemáticos, en los que se ha navegado a lo largo de varias líneas paralelas entre sí y con sentidos opuestos. En estos mapas es frecuente observar la aparición de patrones en zigzag conocidos como *herringbone*. Este efecto se debe al sentido de movimiento sobre la línea, a los cambios de velocidad y a que la adquisición de los datos desde plataformas en movimiento conlleva un error dependiente del tiempo, que produce un efecto de retraso en los puntos de medida que hacen que éstos queden desplazados respecto a donde deberían estar. En el caso de los datos gravimétricos, este retraso de tiempo se debe a que el sensor tarda una decena de segundos en equilibrarse y tomar la medida lo que, navegando a una velocidad que normalmente es de alrededor de 10 nudos (1 nudo equivale a 1,852 km/h), supone que desde que el sensor comienza a tomar la medida hasta que la refiere espacial y temporalmente a un punto concreto, el barco ha recorrido alrededor de 51,4 m. Este efecto temporal se agrava por el sistema de adquisición de datos utilizado en el B.I.O. Hespérides, por el cual la medida que es referida a un punto corresponde a la media estadística de las seis medidas del sensor tomadas durante el minuto anterior.

Para evaluar y corregir incertidumbres en los levantamientos gravimétricos, se examinan las diferencias entre las anomalías gravimétricas obtenidas durante la navegación de diferentes líneas que han pasado por un punto común o punto de cruce entre líneas. Varios autores (Talwani, 1971; Wessel y Watts, 1988) [292, 317] consideran que el análisis estadístico de las diferencias en los puntos de cruce es el mejor método para evaluar la precisión de un levantamiento y disminuir los errores en el mismo.

En este trabajo, la corrección de cruces se ha llevado a cabo utilizando el módulo *Geosoft Levelling System* de la aplicación informática *Oasis Montaj*. El método que emplea es una nivelación estadística. La secuencia de trabajo que se ha seguido se puede sintetizar en los siguientes pasos:

- Selección de las líneas de ‘control’ con las que se evaluarán las líneas de navegación consideradas ‘normales’ (Figura 4.10).
- Evaluación de las diferencias en los cruces entre las líneas de control y las normales; nivelación de las líneas de control. Se asume que la diferencia entre la línea de control y las líneas normales a las que corta se puede utilizar para estimar el ruido sistemático remanente a lo largo de la línea de control. Una vez estimada la tendencia que sigue este ruido sistemático, se nivelan las líneas de control ajustando estadísticamente esta tendencia.
- A continuación, se vuelven a evaluar las diferencias entre las líneas normales y las de control, pero con éstas últimas ya niveladas. Se inspeccionan los valores obtenidos y se descartan aquellos cuyas diferencias se consideran muy altas, para no tener en cuenta en la nivelación valores que correspondan a medidas anómalas. Así, se nivelan las líneas normales, garantizando que las medidas en todas las líneas siguen los valores de la línea de control corregida, si bien alguna línea normal concreta puede quedar desnivelada.
- Se presentan los resultados en mapas y se repiten las correcciones con diferentes ajustes hasta que se considera que se obtiene un mapa donde la mayor parte de los errores quedan subsanados.

Se realizaron nivelaciones estadísticas por este procedimiento para las distintas campañas de forma individual y posteriormente para las campañas entre sí, puesto que ésta es la mejor forma de



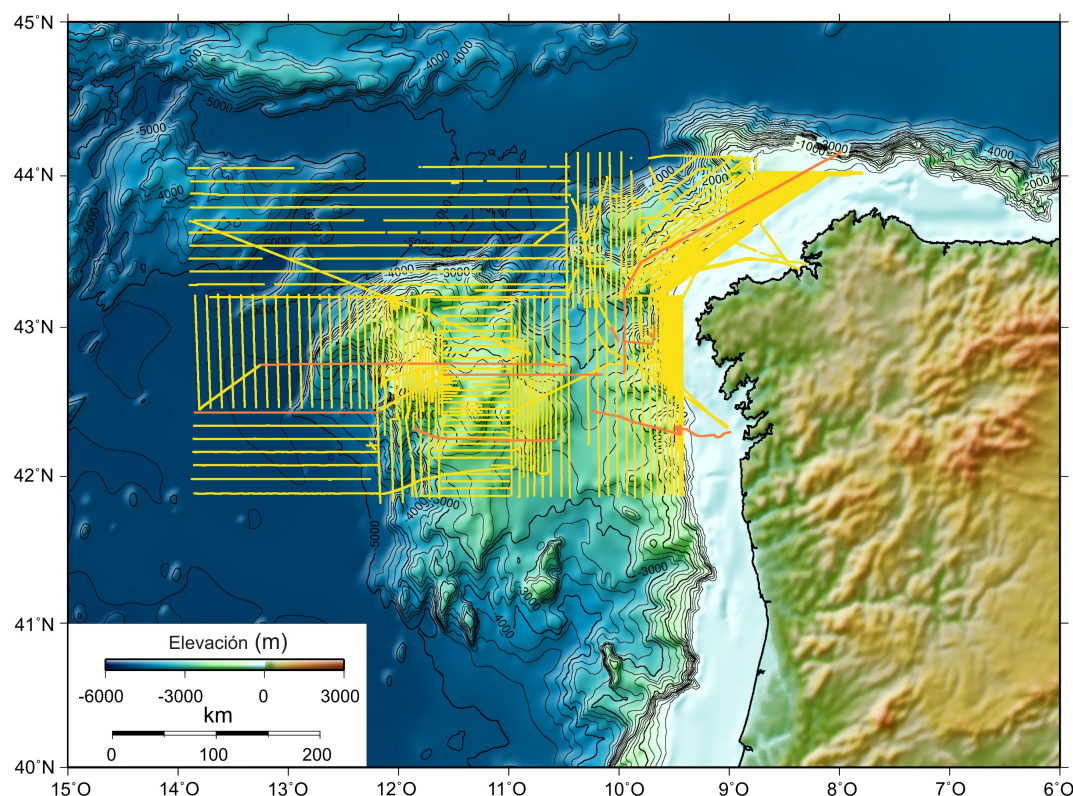


Figura 4.10: Modelo digital de elevaciones de la zona de trabajo (datos batimétricos procedentes del Atlas Digital GEBCO) sobre el que se muestran las líneas tomadas para el levantamiento gravimétrico y sobre las que se realiza corrección de cruces. Amarillo, líneas de 'normales'; Naranja, líneas de 'control'. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

corrección para el conjunto del levantamiento (Llanes, 2006) [175]. El valor medio de los cruces obtenido finalmente es de 0,124 mGal, con una desviación estándar de 5,04 mGal en una distribución normal. Observando estos resultados, podemos inferir que el levantamiento gravimétrico no se ve influenciado por ningún error sistemático.

#### 4.3.2.3. Adquisición y procesado de los datos gravimétricos

La información gravimétrica que se va obteniendo durante las campañas de barco, llega a la unidad central de tratamiento de datos a través de tres canales independientes:

- Gravímetro marino, situado en el centro de gravedad del barco.
- Instrumentos de navegación y posicionamiento, en el puente de mando del barco.
- Operador de guardia, en el laboratorio de popa, que controla el correcto funcionamiento del gravímetro, así como las variaciones de rumbo, velocidad o cualquier otra circunstancia que pueda afectar a la correcta toma de los datos; dichas variaciones son comunicadas al personal de guardia desde el puente de navegación del barco. Además, el operador de guardia introduce las características concretas de cada línea en ejecución.

Todo este flujo de información se fragmenta en unidades de tamaño apropiado para su fácil manejo, supervisión y corrección, denominadas 'unidades temporales de adquisición de datos' que, en nuestro caso, coinciden con la duración de las guardias, 3 horas. De este modo, el periodo máximo de pérdida de información es de 3 horas.

Con la información así almacenada, se aplica el programa *Lanzada* (Carbó *et al.*, 1998) [65], diseñado para obtener las anomalías gravimétricas de cada línea. Las operaciones que lleva a cabo el programa son:

- Composición de un fichero para cada línea que incorpore los datos de lecturas del gravímetro, posición, rumbo, velocidad y profundidad (procedente de la ecosonda monohaz *EA-500* ó, en ocasiones, del haz central de la ecosonda multihaz).
- Cálculo del rumbo y la velocidad reales.
- Correcciones de marea terrestre, Eötvös, deriva instrumental y suma de la constante de enlace con las redes gravimétricas terrestres. La deriva instrumental se calcula también por campaña, teniendo para ello en cuenta la variación media observada para las lecturas del gravímetro marino en las 24 horas anteriores y posteriores a la campaña.
- Cálculo de las anomalías de Aire Libre y de Bouguer, referidas al GRS67.

Para obtener mayor precisión en la malla de anomalía de Bouguer, se ha realizado una corrección topográfica de los mismos. De ese modo, se evita el efector gravitatorio que ejercen las masas repartidas heterogéneamente en las proximidades de cada punto de medida. Para la aplicación de esta corrección, inicialmente se utilizó la aplicación informática *Lanzada-F* (Carbó *et al.*, 2003) [64], basado en la discretización de prismas rectos (Naggy, 1966) [223]. Posteriormente, y a efectos de homogeneizar datos antiguos y posteriores, se ha usado la aplicación informática *Oasis Montaj (Geosoft)*, que usa una combinación de los métodos descritos por Kane (1962) [149] y Naggy (1966) [223]. Para calcular las correcciones, es necesario remuestrear los datos de los MDE a una malla centrada en cada punto de medida. La corrección se calcula sumando la contribución gravimétrica de tres zonas para cada punto (próxima, intermedia y lejana), como se muestra en la Figura 4.12. En la zona próxima (desde cada estación hasta 1 celda de distancia), el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares, que describen una superficie entre el punto de medida y la elevación de cada esquina diagonal; en la zona intermedia (1 a 8 celdas de distancia), el efecto gravimétrico del terreno es calculado como la suma de los efectos de cada prisma cuadrado obtenido a partir de la malla, siguiendo el método de Naggy (1966) [223]; en la zona lejana (mayor de 8 celdas), se calcula la corrección a partir de la aproximación de segmento anular de toque a un prisma cuadrado, siguiendo el método descrito por Kane (1962) [149].

En el caso de los datos gravimétricos empleados en esta investigación, la corrección topográfica o de fondo oceánico se ha calculado utilizando mallas batimétricas con 100 m de ancho de celda, y la distancia regional hasta donde se han corregido los datos ha sido de 5000 m, con una densidad de  $2,3 \text{ g/cm}^3$ . Los valores finales de corrección de fondo han sido analizados estadísticamente y se ha obtenido un valor medio de  $-1,91 \text{ mGal}$ , con una desviación estándar de  $7,71 \text{ mGal}$  en una distribución normal.

Los ficheros correspondientes a cada línea de navegación con información gravimétrica, incluyendo todas las correcciones aplicadas, quedan incorporadas a una base de datos georreferenciada. A continuación se corrigen las lecturas anómalas (*spikes*), y se aplica un filtro de paso bajo que elimina las señales con longitud de onda inferior a 1000 m, para suprimir el ruido de menor longitud de onda en el levantamiento. El conjunto de datos, ya filtrado, se interpola mediante *kriging*, tomando un radio de interpolación de 4 km por considerar éste el adecuado en base a la distancia entre las líneas de navegación seguidas durante la adquisición de los datos y a las características del área de estudio. Siguiendo este procedimiento descrito, se obtuvieron finalmente las mallas regulares de 4 km de lado para los valores de anomalía de Aire Libre y de Bouguer en el área de estudio (Figura 4.11).

#### 4.3.3. Datos gravimétricos de tierra

En la parte continental del área de estudio (noroeste de la Península Ibérica) se han utilizado medidas gravimétricas terrestres procedentes de las bases de datos del Instituto Geográfico Nacional y ENRESA, actualizadas al año 2001 (Álvarez, 2002) [5], y que incorporan todas las correcciones aplicables a datos terrestres que se han descrito anteriormente.

En total se ha contado con 22.813 medidas gravimétricas terrestres en la zona de estudio, con una distribución sensiblemente homogénea.



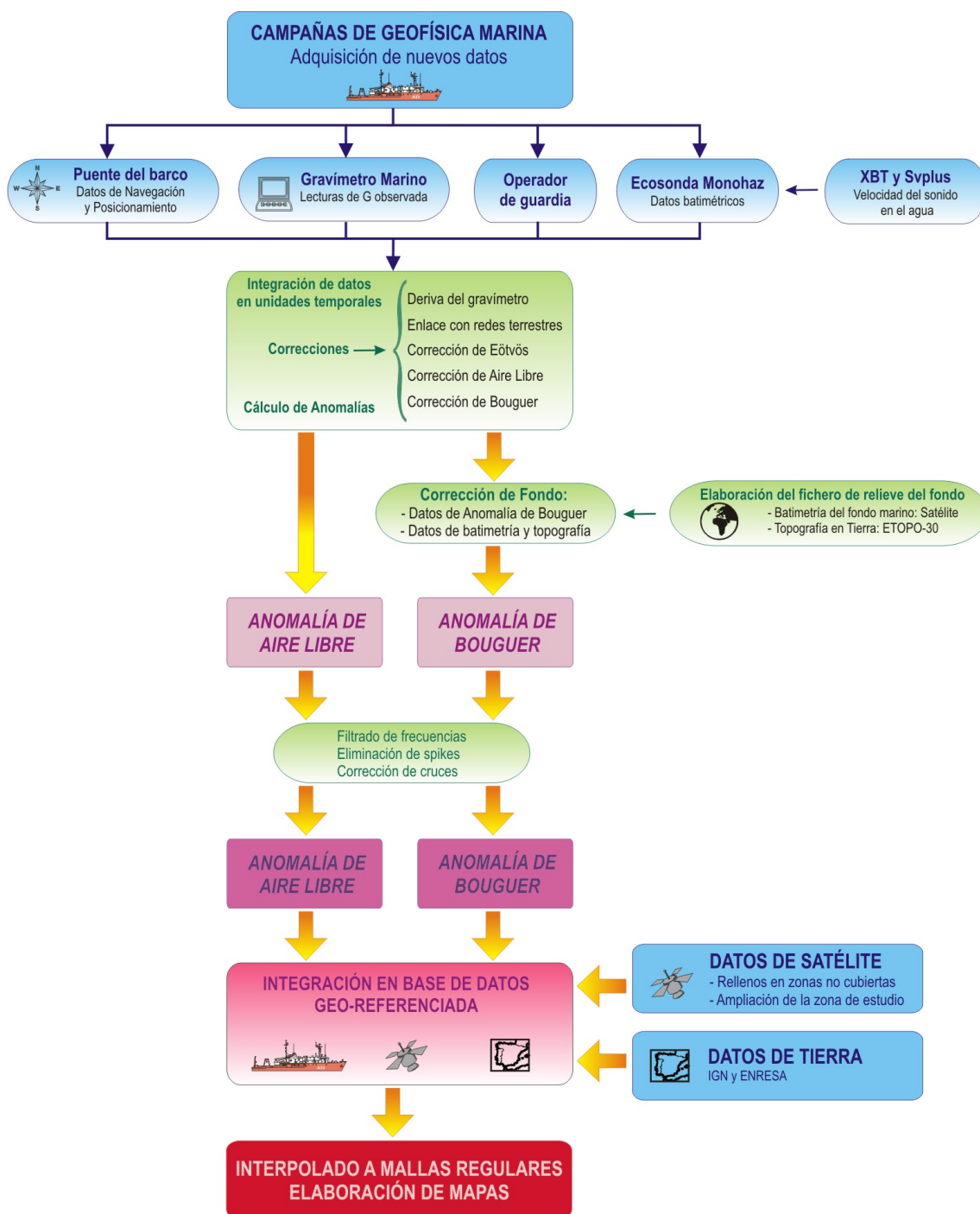


Figura 4.11: Procedimiento seguido en la adquisición y el procesado de los datos gravimétricos.

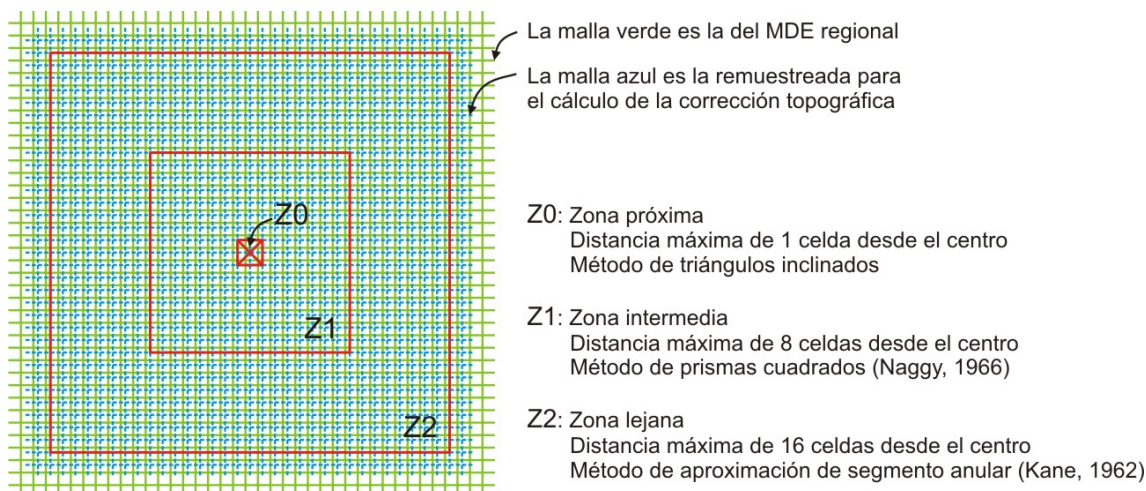


Figura 4.12: Esquema de las mallas regulares de elevaciones (MDE) y distancias para la aplicación de los diferentes métodos de cálculo de la corrección topográfica de los datos gravimétricos.

#### 4.3.4. Datos gravimétricos derivados de altimetría satelital

En estudios de geología y geofísica marina, se acepta comúnmente la utilización de la altura del geoide para el cálculo de anomalías gravimétricas (Sandwell, 1984) [265]. Los datos de la superficie del océano tomados satelitalmente son una buena aproximación al geoide marino y a partir de ellos se calcula la anomalía de Aire Libre. En Internet es posible encontrar valores de anomalía de Aire Libre regularizados en una malla de 2\*2 minutos para todas las áreas oceánicas de la Tierra, procedentes de los satélites ERS-1, Geosat y Topex-Poseidon (Sandwell y Smith, 1997) [266], introducidos en la base de datos mundial del Laboratorio de Geociencias del NOAA y la Institución Oceanográfica de Scripps, y de libre distribución: [http://topex.ucsd.edu/marine\\_grav/mar\\_grav.html](http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html)

A partir de los datos satelitales de anomalía de Aire Libre y de batimetría, se ha calculado la anomalía de Bouguer a través de la sustracción del efecto gravimétrico que tendría una lámina de densidad constante y de altura igual a la de la lámina de agua para cada punto a calcular, lo que permite minimizar el efecto que el relieve del fondo tiene sobre la anomalía gravimétrica. Como ya se ha explicado con anterioridad en el apartado 3.2.3.1 de esta memoria, la densidad de reducción adecuada para este procedimiento es de  $1,64 \text{ g/cm}^3$ . De este modo, se tiene que para los datos de satélite:

$$A.B. = A.A.L. + (h \cdot 1,64 \cdot 0,04191) \quad (4.1)$$

expresado en miligales y siendo  $h$  el espesor en metros de la lámina de agua en cada punto.

En la Figura 4.11 se sintetiza un diagrama de flujo la secuencia de los pasos seguidos desde la adquisición de los datos en mar hasta la elaboración final de los mapas, integrando datos gravimétricos de tierra y derivados de altimetría espacial. Los mapas de anomalía de Aire Libre y de Bouguer resultantes de todo este proceso se muestran, respectivamente, en las figuras 4.13 y 4.14.

#### 4.3.5. Análisis de la coherencia entre los datos gravimétricos de barco y los derivados de altimetría satelital

Como ya se ha mencionado antes, para la elaboración final de los mapas gravimétricos, en mar se han empleado datos procedentes de campañas de barco y datos extraídos obtenidos a partir de altimetría espacial (Sandwell y Smith, 1997) [266]. Para conocer la precisión y las limitaciones tanto de los resultados obtenidos a partir de altimetría satelital como de los recopilados en campañas de barco, se ha llevado a cabo un análisis de la coherencia entre ambos tipos de datos. Para ello, se ha realizado un análisis del espectro de frecuencias observado en un perfil gravimétrico en dirección E-O, de 370 km de longitud y coincidente de forma parcial con una línea de control transversal a las estructuras principales del margen. Su localización se muestra en la Figura 4.15.

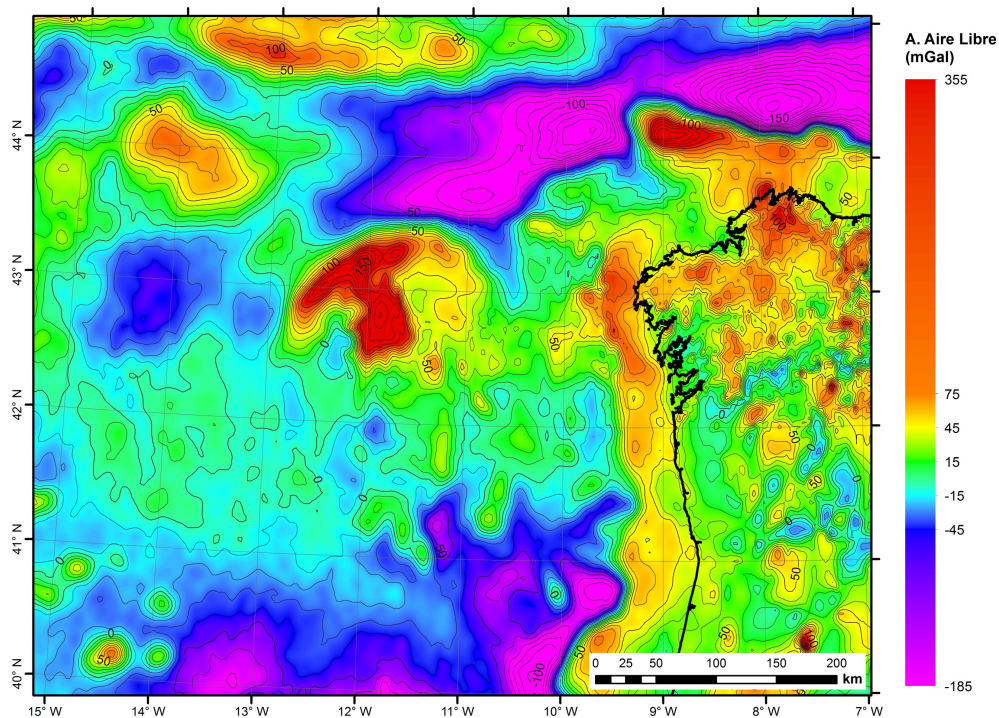


Figura 4.13: Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre de la zona de estudio, que integra datos de barco, de tierra y derivados de altimetría espacial. Contornos cada 10 mGal. Iluminación desde el NO.

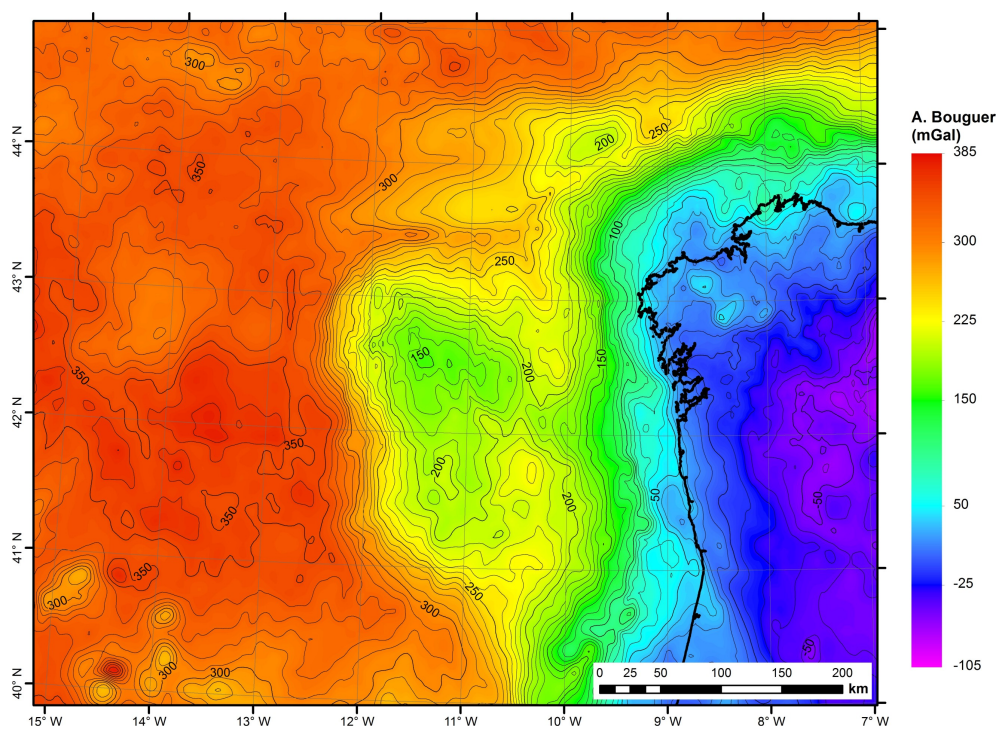


Figura 4.14: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de la zona de estudio, que integra datos de barco, de tierra y derivados de altimetría espacial. Contornos cada 10 mGal. Iluminación desde el NO.



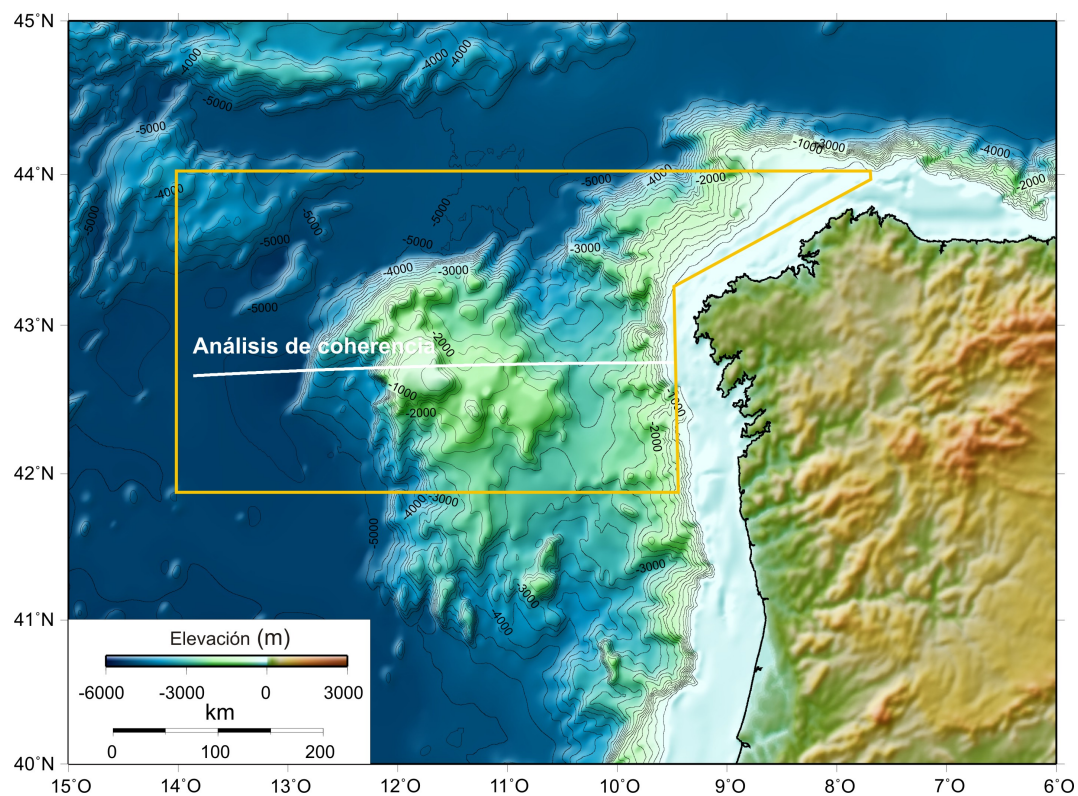


Figura 4.15: Localización geográfica (línea blanca) del perfil de valores de anomalía de Aire Libre, obtenidos a partir de datos de barco y de altimetría satelital, para el análisis de coherencia. La línea amarilla marca el perímetro de la zona en que se dispone de ambos tipos de datos (cobertura de las campañas del Plan ZEEE entre los años 2001 y 2007). Modelo digital de elevaciones realizado a partir de los datos del Atlas Digital GEBCO. Mapa realizado con la aplicación informática *Generic Mapping Tools* (Wessel *et al.*, 2013) [316].

A lo largo de la línea seleccionada, se ha calculado el espectro cruzado a partir de los dos tipos de datos. Puesto que el intervalo de muestreo es muy diferente para cada caso (aproximadamente 50 m en los datos de barco y unos 3.500 m en los de altimetría espacial), se ha realizado una interpolación al tamaño de paso mayor, se ha aplicado un filtro de paso bajo para evitar el efecto de *aliasing* en los datos de barco y finalmente se han remuestreado ambos tipos de datos con un paso de 1.000 m.

El cálculo del espectro de frecuencias se ha realizado con el programa informático *Generic Mapping Tools* (Wessel y Smith, 1995) [315]. La aplicación empleada utiliza el método de (Welch, 1967) [313], que ensambla la medida de varias ventanas que solapan, y la estimación de error estándar de (Bendat y Piersol, 1986) [20]. En la Figura 4.16 se muestra el espectro de frecuencia para los datos de barco y los de satélite y la coherencia entre ambos tipos de datos.

El análisis espectral mide la cantidad de señal registrada para cada frecuencia. El análisis de coherencia es la función que compara los valores obtenidos en dos registros.

Los valores de potencia son similares para ambos tipos de datos en las longitudes de onda medias y largas. Para longitudes de onda de 20 km o inferiores, la cantidad de señal es mucho mayor en los datos de barco que en los procedentes de altimetría espacial (Figura 4.16, C). La coherencia entre ambos tipos de datos es alta (próxima a la unidad) para las longitudes de onda medias y largas (>20 km), pero por debajo de 15 km de longitud de onda la coherencia disminuye bruscamente (Figura 4.16, D), tal como sugiere la separación de tendencia en las curvas de potencia del espectro (Figura 4.16, C).

Los resultados obtenidos son acordes con la resolución de 22-30 km de los datos gravimétricos procedentes de altimetría espacial observada, por ejemplo, por Yale *et al.* (1995) [337]. Para el caso analizado, se observa que las resoluciones de los datos de barco y de satélite son sólo comparables para anomalías con longitudes de onda superiores a los 20 km. Así, en un estudio de alta reso-

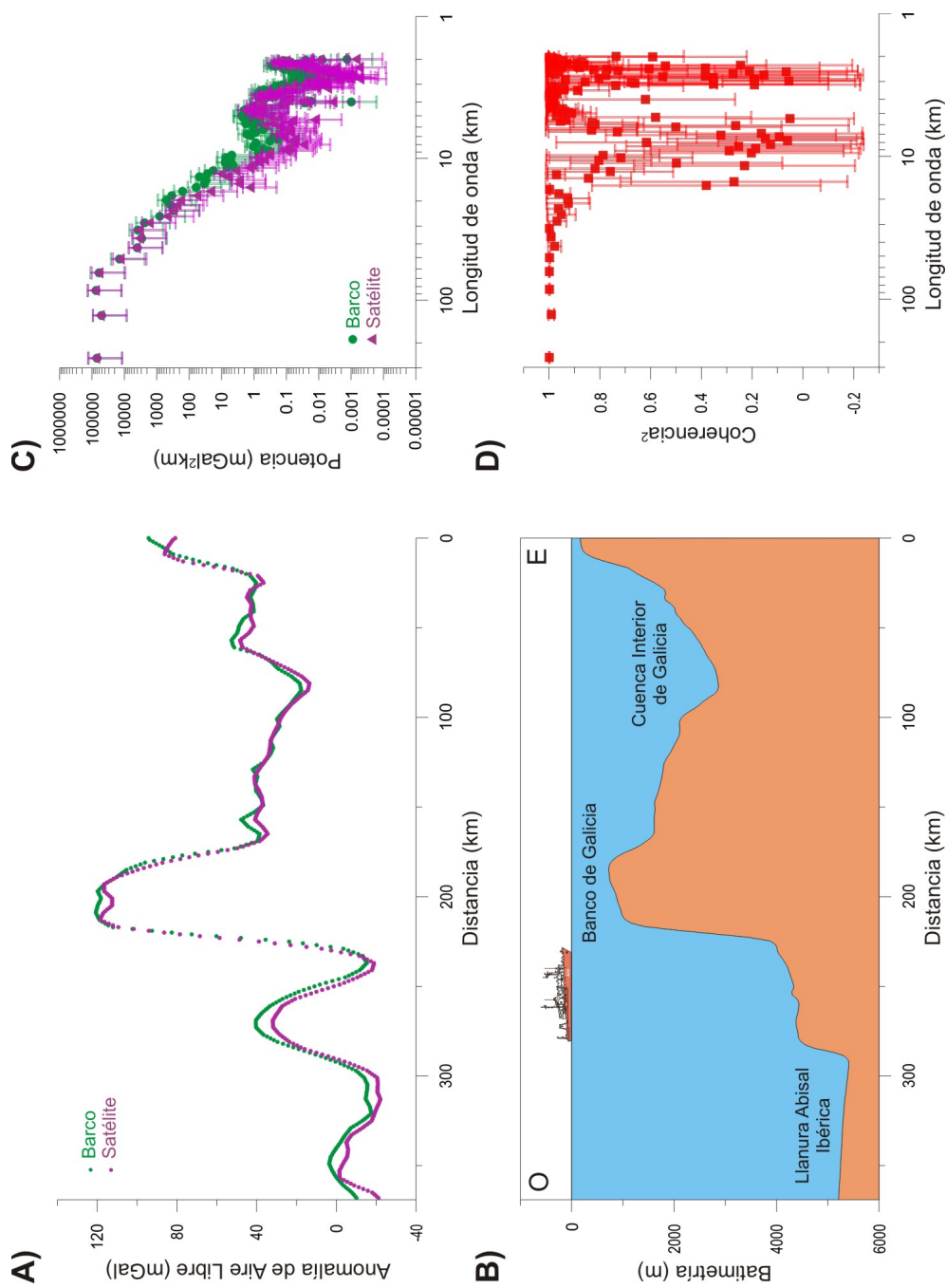


Figura 4.16: Análisis de la coherencia entre los valores de anomalía de Aire Libre calculados con los datos de barco y los valores procedentes de altimetría satelital. Intervalo de muestreo de la malla de 2 minutos, remuestreado a 1.000 m. A) Representación gráfica de los valores de anomalía de Aire Libre obtenidos desde el barco (verde) y de los obtenidos por altimetría satelital (violeta). B) Perfil batimétrico sobre el que se realiza el análisis de coherencia. Ver localización en la Figura 4.15. C) Comparación entre el espectro de potencia de la señal entre los datos de barco y los de altimetría satelital a lo largo de la línea seleccionada. D) Análisis de la coherencia entre los datos de barco y los procedentes de altimetría satelital.

lución, para estructuras que producen anomalías con longitudes de onda inferiores a 20 km, será necesario emplear datos de barco obtenidos en un levantamiento sistemático de las características del realizado en este trabajo.

En la zona de estudio, para la elaboración de los mapas gravimétricos emplearemos una interpolación de ambos tipos de datos, teniendo en cuenta que en las zonas donde se trabaje con datos de satélite no se deberá tener en cuenta anomalías con longitud de onda inferior a 20 km.

#### 4.3.6. Análisis espectral de la malla de anomalía de Bouguer

Con el objetivo de mejorar la identificación y caracterización de las anomalías de diferentes longitudes de onda, que se asocian con las variaciones de densidad principales que estudiamos en este trabajo, se ha decidido realizar un análisis espectral de la malla de anomalía de Bouguer. Para llevar a cabo este análisis, y un posterior filtrado según diferentes rangos de frecuencia (o longitud de onda), es necesario realizar las siguientes operaciones con la malla de anomalía de Bouguer:

1. Transformación al dominio de frecuencias mediante la aplicación de la ecuación de Fourier. Al aplicar la transformación matemática de Fourier, es posible transformar de manera reversible la señal gravimétrica (en el dominio espacial) al dominio de las frecuencias, y descomponerla en componentes de frecuencias diferentes.
2. Cálculo del espectro radial de frecuencias de la malla (Figura 4.17). A partir de la observación del espectro, es posible seleccionar frecuencias de corte para aplicar diferentes tipos de filtro en 2D y así poder aislar grupos de anomalías según rangos de frecuencia (o longitud de onda), que se relacionan con sendos tipos de fuentes (Karner y Watts, 1983) [150].
3. Aplicación de diferentes filtros en el dominio de las frecuencias para obtener:
  - Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga, mediante la aplicación de un filtro de paso bajo ( $\lambda > 150$  km). Estas longitudes de onda se relacionan con fuentes profundas, generalmente con variaciones en la superficie de la Moho.
  - Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media, mediante la aplicación de un filtro de paso de banda ( $150 > \lambda > 33$  km). Estas longitudes de onda se relacionan con fuentes generalmente localizadas en el nivel de la corteza inferior y media.
  - Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda corta, mediante la aplicación de un filtro de paso de banda ( $33 > \lambda > 8$  km). Estas longitudes de onda se relacionan con fuentes de menor tamaño y localizadas en la corteza superior, próximas a la superficie.

Los mapas resultantes de la aplicación de este procedimiento, así como una descripción detallada de los mismos y su interpretación, se muestran en el siguiente capítulo (Sección 5.1.2.3).

#### 4.3.7. Aplicación del método de Deconvolución de Euler

El método de Deconvolución de Euler consiste en la aplicación de un algoritmo matemático que relaciona el campo gravimétrico (o el campo magnético, en su caso) y sus componentes de gradiente con la localización de las fuentes generadoras de anomalías, para un índice estructural (o grado de homogeneidad) determinado (Thomson, 1982) [301]:

$$x \frac{df}{dx} + y \frac{df}{dy} + z \frac{df}{dz} = n f \quad (4.2)$$

donde  $x, y, z$  son las tres dimensiones de la función  $f$ , y  $n$  es el grado de homogeneidad de la misma. Considerando los campos potenciales, y en concreto el campo gravitatorio, la ecuación de Euler se puede expresar como:

$$(x - x_0) \frac{dG}{dx} + (y - y_0) \frac{dG}{dy} + (z - z_0) \frac{dG}{dz} = I(R - G) \quad (4.3)$$

donde  $(x_0, y_0, z_0)$  es la posición de la fuente generadora de una anomalía de la gravedad, cuyo campo total  $G$  se mide en  $(x, y, z)$ ,  $R$  es el valor regional del campo total, e  $I$  es equivalente a  $n$

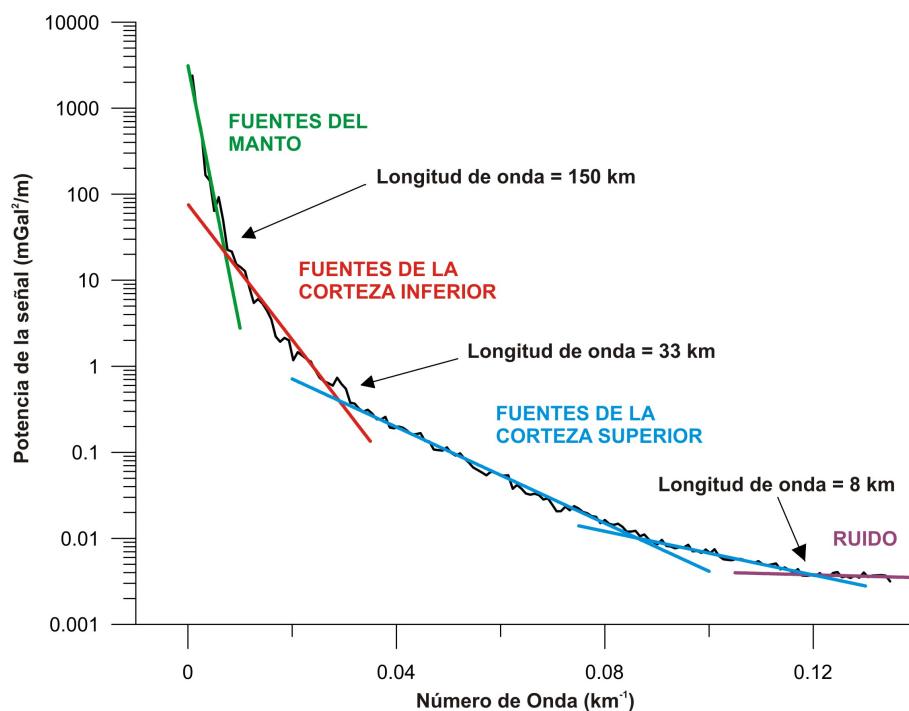


Figura 4.17: Espectro radial de potencia de la malla de valores de anomalía de Bouguer. Las rectas de colores muestran las aproximaciones lineales para cada tramo de longitudes de onda relacionadas con los diferentes tipos de fuentes de anomalías gravimétricas (Karner y Watts, 1983) [150].

Cuadro 4.2: Niveles máximos de aceptación de grado de incertidumbre de las soluciones obtenidas a través del método de Deconvolución de Euler. IE es el índice estructural,  $dz$  es la incertidumbre máxima aceptada en el cálculo de la profundidad, y  $dxy$  es la incertidumbre máxima aceptada en el cálculo de la posición horizontal.

IE	$dz$	$dxy$
0	15 %	30 %
0,5	12 %	25 %
1	10 %	15 %

en la ecuación de Euler, y puede ser interpretado como un índice estructural (IE). El IE es una medida de la tasa de cambio de un campo potencial con la distancia. Por ejemplo, en un campo gravimétrico una esfera tiene un índice estructural de 2, mientras un salto finito de densidad (p. ej., a través de una falla o un contacto lateral) tiene un índice estructural de 0 (Reid *et al.*, 1990) [250].

Para la aplicación de esta técnica hemos empleado la herramienta *Euler 3D Deconvolution* de la aplicación informática *Oasis Montaj* (Geosoft). Con esta herramienta se calculan los gradientes (las derivadas en  $x, y, z$  de la intensidad del campo gravitatorio  $G$ , y se usa el método de mínimos cuadrados para resolver la ecuación de Euler simultáneamente para cada posición dentro de una sub-malla (o ventana) que se va desplazando a lo largo de toda la malla, para un IE propuesto. Finalmente, se registran las soluciones de posición y profundidad de la fuente sólo si el grado de incertidumbre de las mismas está dentro del margen de tolerancia que se especifique.

Para la realización de este análisis con los datos de anomalía de Bouguer del margen continental de Galicia, se ha calculado una malla regular de 5 km de paso. Se han obtenido agrupaciones de soluciones para índices estructurales de entre 0 y 1, que se pueden relacionar con cambios laterales de densidad. Las soluciones aceptadas tienen los niveles de aceptación de incertidumbre que se detallan en el Cuadro 4.2, más restrictivos que los límites que se proponen habitualmente.



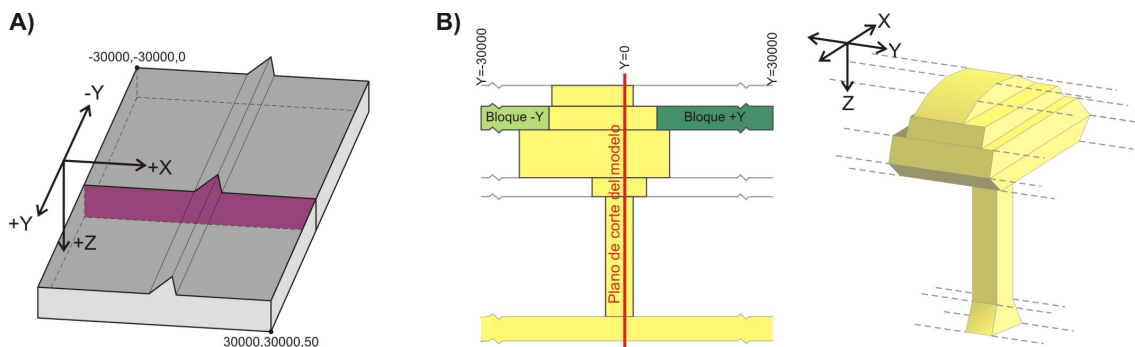


Figura 4.18: Comparación entre las bases del modelado en 2D y las del modelado en 2+3/4D. A) En color morado se representa el plano (X,Z) que se utilizaría para el modelado en 2D, que considera que no hay variaciones en la dirección perpendicular (Y). B) El modelado en 2+3/4D permite truncar individualmente los cuerpos en la dirección perpendicular, lateralmente y a distintas distancias según los ejes +Y y -Y, tal como se muestra en el esquema de la izquierda (sección Y,Z), para un cuerpo tridimensional asimétrico como el que se muestra a la derecha. Modificado de *GMSYS User's Guide*, V4.10.

#### 4.3.8. Modelado gravimétrico en 2+3/4D

En este trabajo se ha realizado un modelado gravimétrico directo mediante un proceso iterativo de ajuste de los modelos. Los modelos geoestructurales de distribución de densidades que se realizan como punto de partida, integran la información geológica disponible y los datos sísmicos previos con los nuevos datos gravimétricos; se calcula la respuesta gravimétrica del modelo generado y, por comparación con los datos de gravedad reales, se va ajustando el modelo. Los modelos gravimétricos no aportan soluciones únicas, ya que varios modelos geológicos distintos pueden dar como respuesta la misma anomalía gravimétrica, pero si descargan modelos geológicos que dan una respuesta gravimétrica imposible. Además, la integración de otra información geológica y geofísica ayuda en la construcción de los modelos finales.

Los modelos en 2D pueden ser visualizados como un número de prismas tabulares, de sección y densidad constantes en la dimensión transversal al modelo, que se supone infinita. El modelado en 2+3/4D permite truncar estos prismas a la distancia deseada en la perpendicular al modelo, por lo que suponen una aproximación más exacta a la realidad.

En el modelado gravimétrico en 2D, se asume que los cuerpos tienen dos dimensiones ( $X$ = distancia,  $Z$ = profundidad) y no se consideran cambios en la perpendicular al modelo. Así, los bloques y las superficies creadas en un modelo 2D se extenderán hasta el infinito en la dirección  $Y$  (distancia normal a  $X$ ). De este modo, un modelo 2D se puede visualizar como una serie de prismas de sección variable y extensión infinita en la dirección  $Y$  (Figura 4.18, A). A diferencia de esto, el modelado en 2+3/4D permite truncar los prismas en las distancias que se elijan en los sentidos de los ejes +Y y -Y. Más allá de los prismas truncados, se situarán nuevos prismas de igual sección pero de densidad diferente (Figura 4.18, B). Además, el modelado en 2+3/4D permite especificar la posición de los extremos de cada prisma en dirección  $Y$  de forma individual, de modo que los bloques diseñados pueden ser asimétricos respecto al eje  $X$ . Este método de modelado supone una aproximación más exacta a la realidad (Talwani y Heirtzler, 1964; Cady, 1980) [293, 58].

El cálculo de la respuesta gravimétrica de los modelos geoestructurales planteados se ha basado en los métodos de Talwani *et al.* (1959) [294] y Talwani y Heirtzler (1964) [293], y los algoritmos descritos por Won y Bevis (1978) [336]. En este trabajo se ha empleado para el modelado gravimétrico la aplicación informática *GMSYS*. En la construcción de los modelos en 2+3/4D se ha comparado la anomalía de la gravedad teórica, calculada para el modelo teórico, con la anomalía de la gravedad observada sobre el perfil tomado en cada caso. El modelo geoestructural se ha ido modificando hasta minimizar el error entre ambas anomalías.

En el presente trabajo de investigación se han construido varios modelos geoestructurales a través del margen continental de Galicia, tres de gran extensión (dos en dirección O-E y uno en dirección N-S), y once de menor extensión que cruzan el frente compresivo desde el flanco noroeste de la región de bancos submarinos, hasta el margen norte de Galicia (Figura 4.19). Para

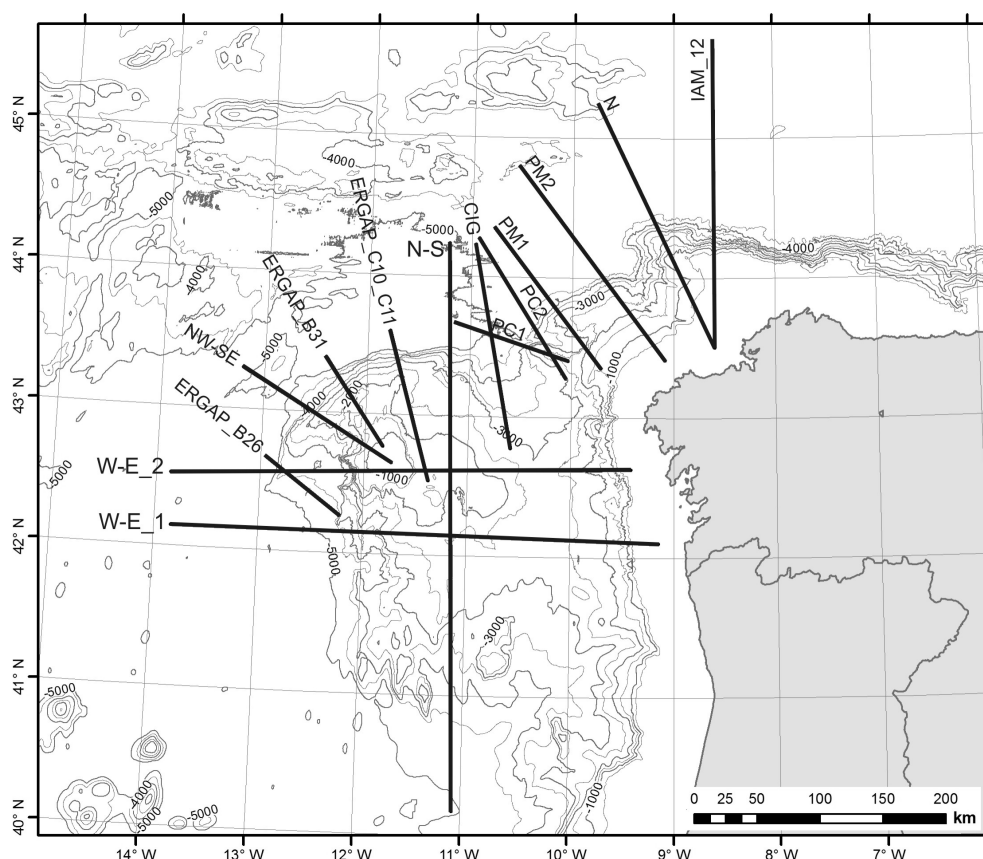


Figura 4.19: Situación geográfica de los modelos geoestructurales en 2+3/4D realizados a partir de los datos gravimétricos. Contornos batimétricos cada 500 m.

la realización de los mismos, se extrajeron sendos perfiles de las mallas interpoladas de anomalía de Bouguer y batimetría.

La correlación entre densidades y velocidades de ondas sísmicas se ha realizado a partir de las curvas empíricas que relacionan estos parámetros (Ludwig *et al.*, 1970; Barton, 1986; Christensen y Mooney, 1995; Brocher, 2005) [180, 17, 77, 50] (Figura 4.20). Así, en los modelos gravimétricos construidos en este trabajo se han distinguido 13 unidades de diferente densidad (Cuadro 4.3) en base a las velocidades sísmicas dadas por Córdoba *et al.* (1987) [84], Sibuet *et al.* (1995) [276], Whitmarsh *et al.* (1996) [326] y Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [232].

La extensión transversal (a lo largo del eje Y) de los cuerpos se ha prolongado perpendicularmente al menos 50 km en el caso de los cuerpos corticales y el manto, y en función de la extensión lateral de las anomalías asociadas a los cuerpos sedimentarios de menor tamaño como, por ejemplo, los *semigraben* presentes en la cuenca Interior de Galicia.

Durante el proceso seguido para realizar el ajuste de los modelos, en primer lugar se han introducido los espesores corticales conocidos, a partir de los modelos sísmicos ya citados, con las densidades calculadas para cada nivel. A continuación, por medio del modelado de la Moho, se ajustaron las longitudes de onda más amplias del perfil de anomalía de Bouguer. Posteriormente, se realizó el modelado del resto de los elementos hasta conseguir un ajuste muy aproximado de la anomalía de Bouguer calculada con la observada, con un error acumulado inferior a 1,3 mGal en todos los modelos.

## 4.4. Sísmica

Para la consecución de los objetivos fijados en esta investigación, se han empleado perfiles de sísmica de reflexión multicanal. Esta información sísmica ha sido utilizada tanto para apoyar el

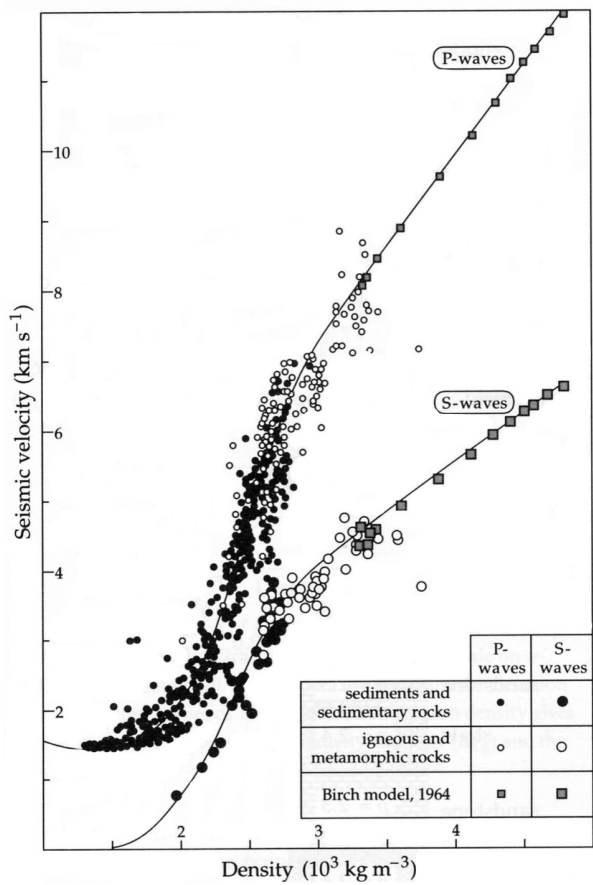


Figura 4.20: Relaciones empíricas entre densidad y velocidad de ondas sísmicas P y S en sedimentos saturados de agua, rocas sedimentarias y rocas ígneas y metamórficas (Ludwig *et al.*, 1970) [180].

Cuadro 4.3: Relación entre velocidad de ondas P y densidad de las unidades gravimétricas distinguidas en los modelos geoestructurales. Obtenido a partir de las velocidades sísmicas de los trabajos de Córdoba *et al.* (1987) [84], Sibuet *et al.* (1995) [276], Whitmarsh *et al.* (1996) [330] y Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [232], y aplicando las curvas de relación empírica entre velocidades de ondas sísmicas y densidad de Ludwig *et al.* (1970) [180] (Figura 4.20).

Unidad	Vel. ondas P (km/s)	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
Manto	8	3,3
Manto serpentizado	7,5	3,15
Manto serpentizado	6,5	2,8
Manto serpentizado	5,7	2,6
Corteza oceánica inferior	7,4	3,1
Corteza oceánica superior	6,5	2,8
Corteza continental inferior	6,6	2,85
Corteza continental superior	5,5	2,6
Sedimentos	2,5	2,4
Sedimentos	2	2,1
Agua	1,5	1,03

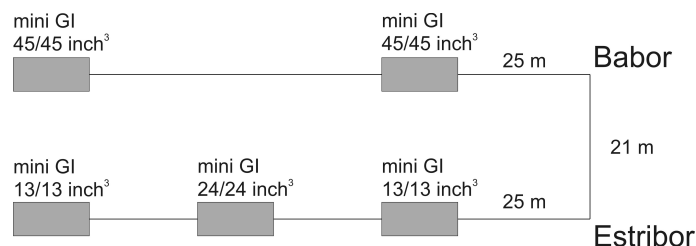


Figura 4.21: Disposición y capacidad de los cañones de aire comprimido empleados en la adquisición de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución durante las campañas ERGAP, a bordo del B.O. L'Atalante (IFREMER). Modificado del esquema facilitado por IFREMER.

estudio de la morfotectónica, como para identificar el espesor de la cobertera sedimentaria, el techo del basamento y la estructura de ambos, e introducir esta información en los modelos gravimétricos realizados. En el estudio de la morfotectónica también se han empleado de forma puntual perfiles sísmicos de alta resolución registrados con sonda paramétrica *TOPAS* durante las campañas del Plan ZEEE.

#### 4.4.1. Sísmica de reflexión multicanal

Los perfiles de sísmica de reflexión multicanal interpretados durante esta investigación fueron adquiridos durante las campañas ERGAP en el año 2007 a bordo del B.O. L'Atalante (IFREMER). Estos datos han sido facilitados por la Dra. Gemma Ercilla (ICM-CSIC), investigadora principal del proyecto *Determinación y valoración de los riesgos geoambientales en el área de hundimiento del Prestige (ERGAP, VEM2003-200993-CO3)*. Esta información sísmica consiste en ficheros \*.seg, con datos ya procesados (generación de puntos de profundidad común y suma de trazas, y migración post-stack). Para la visualización de los perfiles sísmicos, se ha empleado la aplicación informática de libre distribución SeiSee (<http://www.dmngru.ru/seisview>).

La señal sísmica se produjo empleando un dispositivo de cañones de aire comprimido que comprendía 5 cañones tipo *mini-GI* (Sercel), dos de los cuales tenían una capacidad de 45 pulgadas cúbicas, otros dos de 13 pulgadas cúbicas y uno de 24 pulgadas cúbicas. La formación con que se dispusieron los cañones se muestra en la Figura 4.21. El dispositivo de recepción de la señal sísmica era un *streamer* de tres secciones, cada una de 150 m de longitud y con 24 canales (Figura 4.22). Se disparaba cada 37,5 m y se registraban en una ventana de tiempo de 10 s. La velocidad del buque durante la adquisición osciló entre los 4,5 y los 6 nudos, algo superior a la velocidad normalmente recomendada, con la consiguiente pérdida de resolución en algunos perfiles.

La posición de los perfiles sísmicos obtenidos durante las campañas ERGAP de los que se ha dispuesto para la realización de este trabajo se muestra en la Figura 4.23.

También se ha usado una línea de sísmica de reflexión multicanal obtenida durante la campaña BURATO4242 a bordo del B.O. Sarmiento de Gamboa, en el ámbito del proyecto *Exploración da morfoestructura singular da marxen continental occidental de Galicia coñecida como O Gran Burato*, financiado por el convenio de colaboración entre la Consellería de Economía e Industria de la Xunta de Galicia y la Universidad de Vigo, coordinado por el Dr. Daniel Rey (Investigador Principal del proyecto, Universidad de Vigo).

##### 4.4.1.1. Procesado de los datos sísmicos de reflexión multicanal

Los datos de sísmica de reflexión multicanal de los que se ha dispuesto para su interpretación en esta investigación, son perfiles ya procesados por parte del personal del ICM-CSIC, en el caso de los perfiles del proyecto ERGAP. Del perfil tomado de la campaña BURATO4242, se ha empleado la imagen pre-procesada a bordo por Manuel J. Román Alpiste (Universidad de Granada) y Tiago Ribeiro (Universidad de Aveiro). En ambos casos, el procesado realizado incluyó:

- *Reagrupación de trazas por su punto medio común (common midpont, CMP)*: Al adquirir datos sísmicos con sistemas multicanal, se registran reflexiones de diferentes disparos que



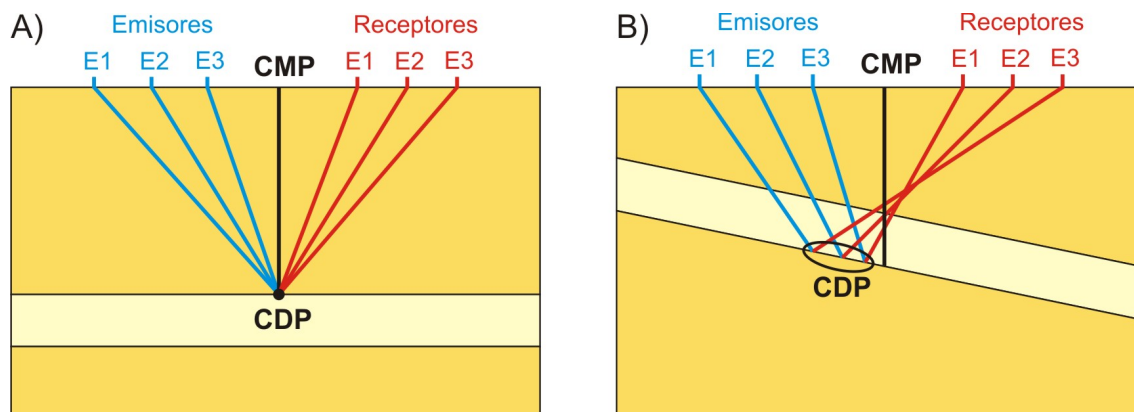


Figura 4.24: Esquema ilustrativo de la diferencia geométrica entre punto de profundidad común (*common depth point*, CDP) y punto medio común (*common midpoint*, CMP), para un reflector horizontal (A) y para un reflector inclinado (B).

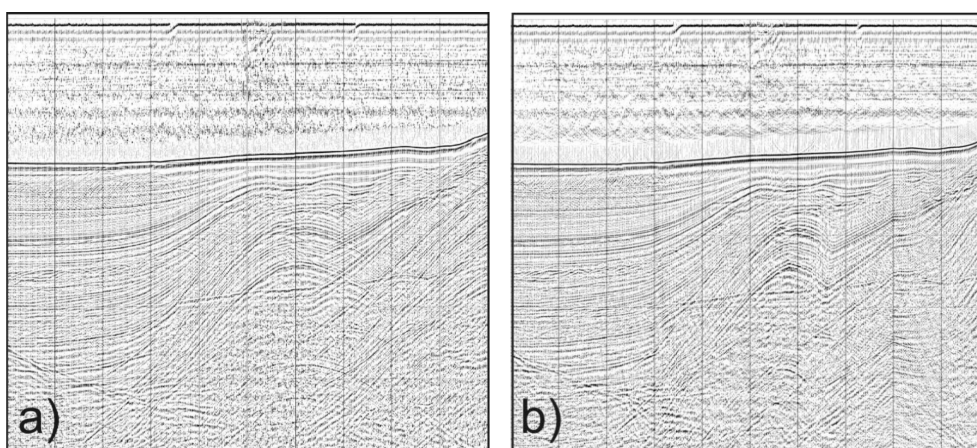


Figura 4.25: Ejemplo de la mejora que introduce el proceso de migración sobre un perfil sísmico. a) Sección apilada; b) Sección apilada y migrada. Tomado de Granja (2008) [131].

corresponden aproximadamente al mismo punto del subsuelo, es decir, a un punto de profundidad común (*common depth point*, CDP). El CMP se localiza en el punto medio (en la superficie) de la distancia recorrida por una onda sísmica, y se localiza verticalmente por encima del CDP, de modo que ambos puntos sólo coinciden geográficamente cuando se trata de un reflector horizontal (Figura 4.24). Las trazas de diferentes pares emisor-receptor tienen CMP comunes, y durante el procesamiento se pueden eliminar los efectos de estos desfases. Este método de corrección es adecuado para modelos de capas plano-paralelas, pero cuando se trata de un subsuelo estructuralmente complejo, se siguen obteniendo diferentes efectos indeseados como difracciones propias o adyacentes a los perfiles sísmicos (Bartolomé, 2002 [16]; Granja, 2008 [131]).

- *Apilamiento o stacking*: Este proceso consiste en sumar todas las trazas obtenidas para un mismo CMP, con el objetivo de amplificar la señal y reducir el ruido aleatorio.
- *Migración en tiempos post-stack*: El procedimiento de migración corrige los reflectores inclinados hacia su verdadera posición y se corrigen difracciones, eliminando efectos tipo *bow-tie* que se suelen dar en zonas de surcos o sinclinales. El resultado es una mejor definición de la información contenida en los perfiles sísmicos, mejorando la continuidad, coherencia y resolución de los reflectores y recuperando la estructura estratigráfica, mostrando reflectores inclinados en su verdadera posición y delineando fallas (Figura 4.25).



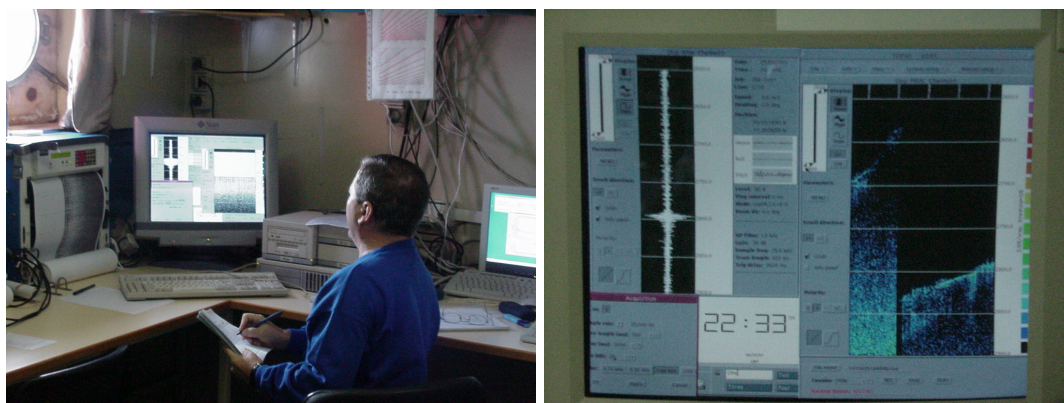


Figura 4.26: Perfilador paramétrico *TOPAS 018* en el laboratorio de proa del B.I.O. Hespérides. El sistema *TOPAS* permite registrar los datos digitalmente en dos tipos de formato: \*.raw y \*.seg. Además, la señal pre-procesada que se registra, se imprime en papel térmico en una impresora *Dowty 120* (imagen de la izquierda).

Las secciones sísmicas migradas se suelen mostrar con una escala vertical en tiempo doble de recorrido (*two way travel time*, TWTT), en lugar de profundidad. Esto suele deberse a la falta de control de las velocidades de viaje de las ondas sísmicas, aunque otras veces simplemente se debe a la necesidad de comparar la sección apilada (escala vertical en TWTT) con la migrada, para poder identificar artefactos generados durante el procesado (Granja, 2008 [131]).

#### 4.4.2. Sísmica de alta resolución *TOPAS*

Los perfiladores paramétricos empleados en las campañas realizadas a bordo del B.I.O. Hespérides, *TOPAS 018* (campañas entre 2001 y 2003, Figura 4.26) y *TOPAS PS18* (campañas de 2006 y 2007), emplean frecuencias primarias centradas en 18 y 15 kHz. Las frecuencias secundarias resultantes son la suma, con una frecuencia de 33 kHz, y la diferencia, que es la que se utiliza para prospección y que oscila entre 0,5 y 5 kHz. La frecuencia que se emplea generalmente es de 3,5 kHz. Este equipo combina una muy buena penetración con una muy alta resolución. La sonda *TOPAS* está estabilizada electrónicamente para los movimientos de cabeceo, balanceo y serpenteo del buque.

Durante las campañas del Plan ZEEE en Galicia, se adquirieron perfiles con sonda paramétrica *TOPAS* de forma continua. El modo de disparo empleado por defecto ha sido el *chirp*, con una cadencia de emisión de la señal de aproximadamente 5 segundos. Con esta configuración, la resolución vertical máxima es de 0,2 ms, y la horizontal de hasta 0,3 m. La capacidad máxima de penetración en el subsuelo, variable según el tipo de material, es de 150 m.

Este equipo está diseñado para trabajar en áreas sedimentarias y con bajos gradientes batimétricos ( $<3^\circ$ ). Durante las campañas del Plan ZEEE el sistema de adquisición de datos prioritario es la ecosonda multihaz, lo que condiciona determinantemente la disposición de las líneas de navegación. Este hecho limita mucho la adquisición óptima de los datos sísmicos de ultra-alta resolución y sólo en zonas muy localizadas se han podido aprovechar estos perfiles sísmicos.

Además de la programación y control de la emisión de los trenes de ondas, la estación de trabajo que soporta el sistema operativo de la sonda paramétrica *TOPAS* permite usar protocolos de procesado de la señal adquirida que incluyen la aplicación de filtrados, ganancias... Así, se obtienen en tiempo real perfiles sísmicos con un pre-procesado que suele ser suficiente para su interpretación. En nuestra investigación, después de evaluar la calidad de la información adquirida, hemos utilizado los registros gráficos de la señal pre-procesada, seleccionando aquellos que hemos considerado de mayor utilidad para la consecución de los objetivos.

## Capítulo 5

# Resultados e interpretación

El presente Capítulo se divide en dos grandes secciones que corresponden a las dos aproximaciones que se han realizado al estudio de la estructura y geodinámica del margen continental de Galicia. En ellas se desarrolla el análisis e interpretación de los datos obtenidos por medio de la aplicación de las técnicas experimentales descritas anteriormente (Capítulos 3 y 4). De este modo, la Sección 5.1 *Estructura profunda* se dedica al estudio de la estructura litosférica del margen continental, basada fundamentalmente en el análisis de los datos sísmicos y gravimétricos de que se dispone y, por otro lado, la Sección 5.2 *Estructura superficial* se centra en el análisis de la morfología del lecho marino y su relación con la fábrica tectónica del margen continental, realizado a partir de los datos batimétricos y sísmicos disponibles.

La mayor parte de los análisis geofísicos llevados a cabo en el margen continental de Galicia durante las últimas décadas se han centrado en el estudio del proceso de *rift* que le dio origen, es decir, en su componente extensiva. En cambio, son pocos los trabajos que hacen referencia a su relación con el margen compresivo del norte de Iberia y a la forma en que se produce la transición entre un margen y el otro. Por este motivo, los análisis realizados en este Capítulo se van a centrar en gran medida en el estudio de la estructura compresiva del margen gallego, y en las relaciones entre los procesos extensivos y los compresivos.

### 5.1. Estructura profunda

#### 5.1.1. Análisis de perfiles sísmicos de reflexión multicanal

En las bases de datos públicas como la del *Marine Geoscience Data System* (<http://www.ig.utexas.edu/sdc/>) no se dispone de perfiles sísmicos en este margen continental al norte de los 42° 30' N, debido a que la mayor parte de los trabajos académicos se han centrado en el margen de *rift* al oeste de Galicia y, sobre todo en los últimos años, en la región donde se localiza la hiperextensión de la litosfera continental. Para la realización de este trabajo ha sido posible disponer de parte de las secciones sísmicas adquiridas durante las campañas ERGAP, en las que se diseñó un entramado de perfiles sobre la región del banco de Galicia y las áreas adyacentes. Varios de estos perfiles se adquirieron al norte de la latitud 42° 30' N, y algunos son transversales a las estructuras compresivas que afectan a la región de bancos submarinos en su flanco noroeste. En la Figura 4.23 se muestra la localización de los perfiles sísmicos de los que se ha dispuesto para este estudio. De ellos, se han seleccionado para este análisis siete, trazados transversalmente a las estructuras principales del flanco noroeste de la región de bancos submarinos. A pesar de su numeración correlativa de acuerdo con el orden de adquisición durante las campañas, en este caso se van a describir siguiendo un orden de sur a norte y de oeste a este, con el objetivo de analizar los cambios que se producen en el margen continental desde la zona de hiperextensión en el margen profundo de Galicia, hasta el frente compresivo que conecta al oeste con la llanura abisal de Iberia, al noroeste con los montes submarinos de Coruña, y hacia el norte con la llanura abisal de Vizcaya.

En el análisis de los perfiles sísmicos que se ha realizado se describe sucintamente la arquitectura del basamento y el relleno sedimentario. En este estudio no nos detendremos a analizar la sismoestratigrafía, pues el objetivo fundamental es utilizar esta interpretación para constreñir

diferentes modelos gravimétricos, que han sido realizados a partir de perfiles próximos o coincidentes con estas líneas sísmicas. Esta información sísmica también servirá de apoyo al realizar la interpretación morfotectónica. Dos de los perfiles seleccionados, el ERGAP.C10 y el ERGAP.C11, serán descritos de forma conjunta dado que son continuación el uno del otro. No se dispone de las velocidades dinámicas empleadas durante la migración, de modo que no ha sido posible hacer una conversión a profundidades expresadas en unidades de distancia y, al describirlas, las expresaremos en tiempo de ida y vuelta de las ondas sísmicas (*Two Way Travel Time*, TWTT).

### Descripción de unidades sísmicas

En general, se han diferenciado tres tipos de basamento, y en la cobertera sedimentaria ha sido posible distinguir dos grandes secuencias (ver figuras 5.1 a 5.6):

#### Basamento:

- *B1, basamento de la corteza continental*: Suele presentar un reflector relativamente nítido hacia el techo, y una facies interna caótica a transparente, con algunos reflectores de escasa continuidad lateral.
- *B2, manto serpentizado*: En zonas donde el adelgazamiento de la litosfera continental ha llevado a la exhumación y serpentización del manto superior, éste presenta hacia el techo un conjunto de reflectores de gran amplitud y fuerte reflectividad, con cierta continuidad lateral y ondulados, que se han identificado como el reflector *S*. Internamente, presenta una facies caótica. Hacia el extremo distal, comúnmente se localiza una elevación en forma de cresta. Este alto del basamento de composición ultramáfica se suele denominar ‘cresta de peridotitas’, aunque en realidad se trate de un material originalmente peridotítico pero alterado hidrotermalmente en un proceso de serpentización.
- *B3, basamento de la corteza oceánica*: Comúnmente presenta en el techo un grupo de reflectores de gran amplitud con continuidad lateral moderada. La facies interna es caótica.

#### Cobertera:

- *S1, secuencia post-rift*: Se ha observado con una espesor de hasta 1,8 s en las llanuras abisales, y hasta 1,5 s sobre los bloques de corteza continental, aunque localmente se puede presentar con un espesor mayor asociado a procesos gravitacionales en las laderas del banco de Galicia. Dentro de esta secuencia se identifican tres grandes unidades, de acuerdo con lo observado anteriormente por Mauffret y Montadert (1988), Murillas *et al.* (1990) y Ercilla *et al.* (2008) [201, 221, 109] (Cuadro 2.3), aunque teniendo en cuenta los objetivos de este trabajo, no se han diferenciado en la interpretación: La unidad superior (unidad 1) tiene un espesor relativamente constante, presenta reflectores continuos y plano-parallel, aunque en la proximidad de los bloques de los altos estructurales se presenta a veces con formas onduladas (secuencias contorníticas), y hacia la base presenta terminaciones en *onlap* sobre una inconformidad que la separa de la siguiente unidad; La unidad intermedia (unidad 2) presenta reflectores plano-parallel bastante continuos. Hacia la base, muestra una relación de inconformidad con la siguiente unidad; La unidad inferior (unidad 3) presenta una facies fundamentalmente transparente, con algunos reflectores de poca continuidad lateral, a veces ondulados adaptándose a la superficie irregular sobre la que se depositan.
- *S2, secuencia sin-rift*: De espesor variable, hasta 2,7 s, se identifica sobre bloques de corteza continental basculados. Presenta una facies de reflectores relativamente continuos y divergentes. Hacia el techo se identifica un reflector muy nítido que supone una inconformidad entre esta secuencia y la secuencia *post-rift* que se deposita sobre ella. Localmente puede presentar terminaciones tipo *onlap* sobre los bloques de basamento fallados, cuando éstos han sufrido un gran basculamiento.

### Perfil sísmico ERGAP\_B24

Este perfil sísmico tiene un trazado oblicuo a la dirección principal de las estructuras del *rift* cretácico, y cruza el extremo suroeste del frente compresivo. Casi tres cuartas partes del perfil se localizan sobre el margen profundo de Galicia, muy cerca del límite entre la emersión continental y la llanura abisal de Iberia, y cruza uno de los pequeños montes submarinos que afloran aisladamente en el fondo oceánico de esta región de hipertextensión continental, denominado monte Canyelles por Ercilla *et al.*, (2011) [107] (Figura 4.23).

Se han identificado los tres tipos de basamento, de noroeste a sureste (Figura 5.1): basamento ígneo de la corteza oceánica, manto serpentizado y basamento continental. La corteza continental se presenta en forma de bloques fallados y basculados, con una anchura media de unos 10 km, en algunos casos aislados entre sí, y con su base a una profundidad de entre 8 s y 9 s. Bajo estos bloques de corteza continental se observa el conjunto de reflectores identificado como el reflector *S*. La corteza continental extremadamente adelgazada, se sitúa entonces sobre un cuerpo de manto serpentizado, que tiene una zona de ascenso muy pronunciado, en forma de cresta, de unos 7 km de ancho, hacia su límite noroeste, antes de dar paso al basamento ígneo de la corteza oceánica. El basamento de la corteza oceánica presenta, en la zona de la llanura abisal de Iberia, varios bloques fracturados con un salto vertical de menos de 0,2 s. En el límite entre la llanura abisal de Iberia y el margen profundo de Galicia, donde se encuentra un escarpe asociado al frente compresivo, se identifica un bloque de corteza oceánica, de aproximadamente 9 km de ancho, fracturado y elevado por medio de un cabalgamiento, con un salto vertical de más de 1 s, y que casi llega a aflorar al pie del escarpe batimétrico. El contacto entre el basamento ígneo de la corteza oceánica y la cresta de manto serpentizado se ha interpretado también como un cabalgamiento en este perfil.

La cobertera sedimentaria sobre la corteza oceánica presenta reflectores continuos, horizontales a subhorizontales cerca de la superficie y hacia el noroeste, y plegados por la deformación compresiva en las proximidades del cabalgamiento de corteza oceánica antes descrito. Hacia la base también se observa cierta deformación en forma de pliegues de adaptación y pequeñas fallas inversas. En la cobertera sedimentaria sobre el bloque de corteza oceánica cabalgante, se observa deformación con algunas fallas inversas de pequeño salto, y sobre la cresta de manto serpentizado también se identifican pequeñas fallas normales que adaptarían algo de la deformación en los sedimentos. En la cobertera relacionada con los bloques de corteza continental basculados, se ha identificado la secuencia sin-*rift*, que localmente llega a reposar sobre el reflector *S*. La secuencia post-*rift* está ligeramente afectada por la deformación compresiva (Figura 5.1).

### Perfil sísmico ERGAP\_B26

Esta línea sísmica tiene un trazado casi paralelo al de la línea anterior, y se localiza al noreste de ella. Comienza en la llanura abisal de Iberia, cruza el frente compresivo, atraviesa margen profundo de Galicia y termina sobre un alto del basamento de dirección NNO-SSE. Hacia el centro del trazado, cruza un pequeño monte submarino, denominado monte Redondela por Ercilla *et al.* (2011) [107], que aflora aisladamente en el margen profundo de Galicia formando una pequeña cresta en dirección NE-SO (Figura 4.23).

En este perfil, como en el anterior, se han identificado los tres tipos de basamento (Figura 5.2): corteza oceánica, manto serpentizado y corteza continental. La corteza continental se presenta de nuevo adelgazada de forma extrema, con bloques fallados y basculados. Destaca la presencia de dos bloques aislados situados en el centro de la sección, y que se disponen sobre el manto serpentizado. Bajo estos bloques de corteza continental se han observado un conjunto de reflectores identificados como el reflector *S*. La continuidad del reflector *S* hacia el sureste no es clara; hacia el sureste del perfil, se observa un aumento en la profundidad del reflector *S*, y donde éste se pierde definitivamente se ha identificado el extremo de la corteza continental inferior adelgazada. El cuerpo de manto serpentizado asciende hacia el noroeste formando una cresta que llega a aflorar en la parte inferior del talud en la conexión con la llanura abisal. La anchura de la cresta de peridotitas varía bastante: tiene una anchura de más de 10 km de ancho hacia la base (a 8,4 s de profundidad) y hacia la superficie se estrecha considerablemente, alcanzando una anchura de unos 6 km a 7 s de profundidad. Al noroeste de la cresta de peridotitas se identifica el basamento ígneo de la corteza oceánica, afectado por fallas normales y con bloques basculados hacia el sureste, con saltos verticales de hasta 0,25 s. El contacto entre la corteza oceánica y la cresta de peridotitas se

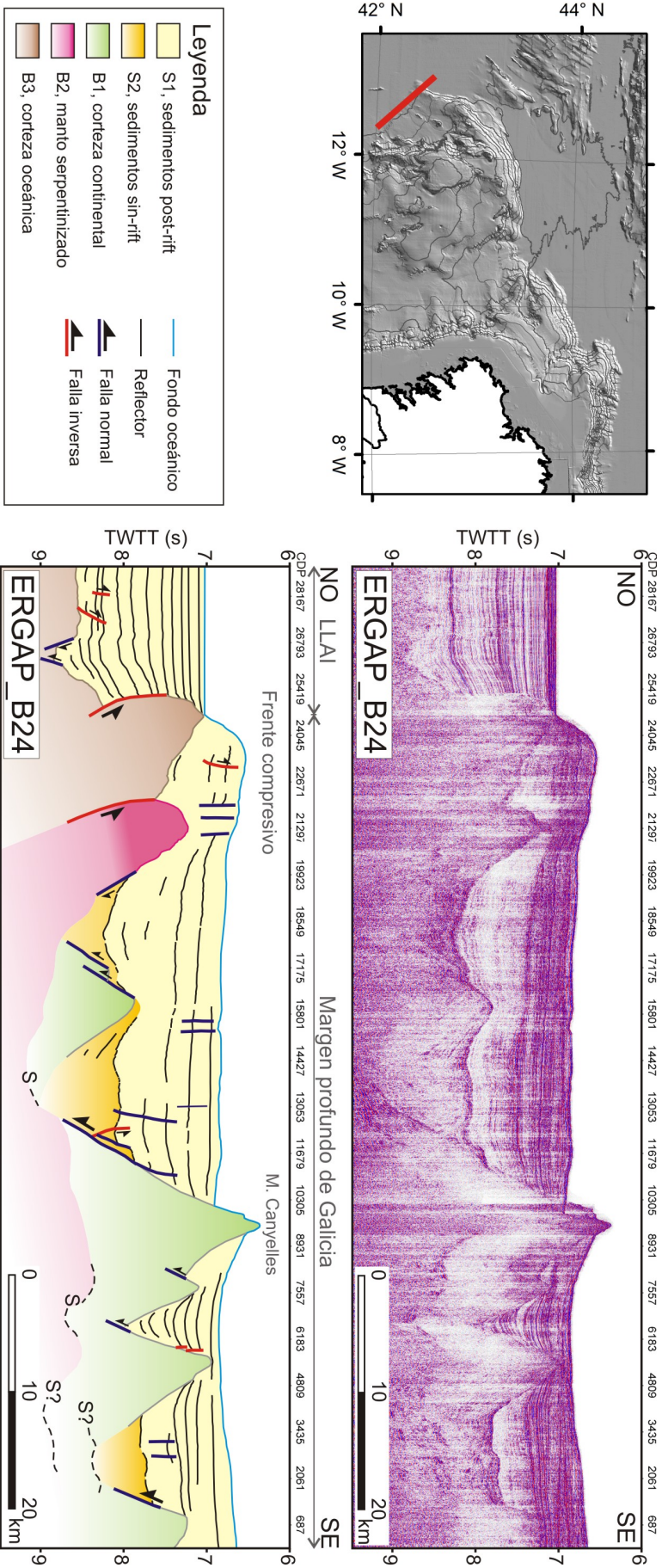


Figura 5.1: Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP\_B24. En el panel superior se muestra la línea sísmica migrada, y en el inferior la interpretación realizada sobre la misma. LLAI: Llanura abisal de Iberia. La localización del perfil se muestra en el mapa de la esquina superior izquierda (línea de color rojo).



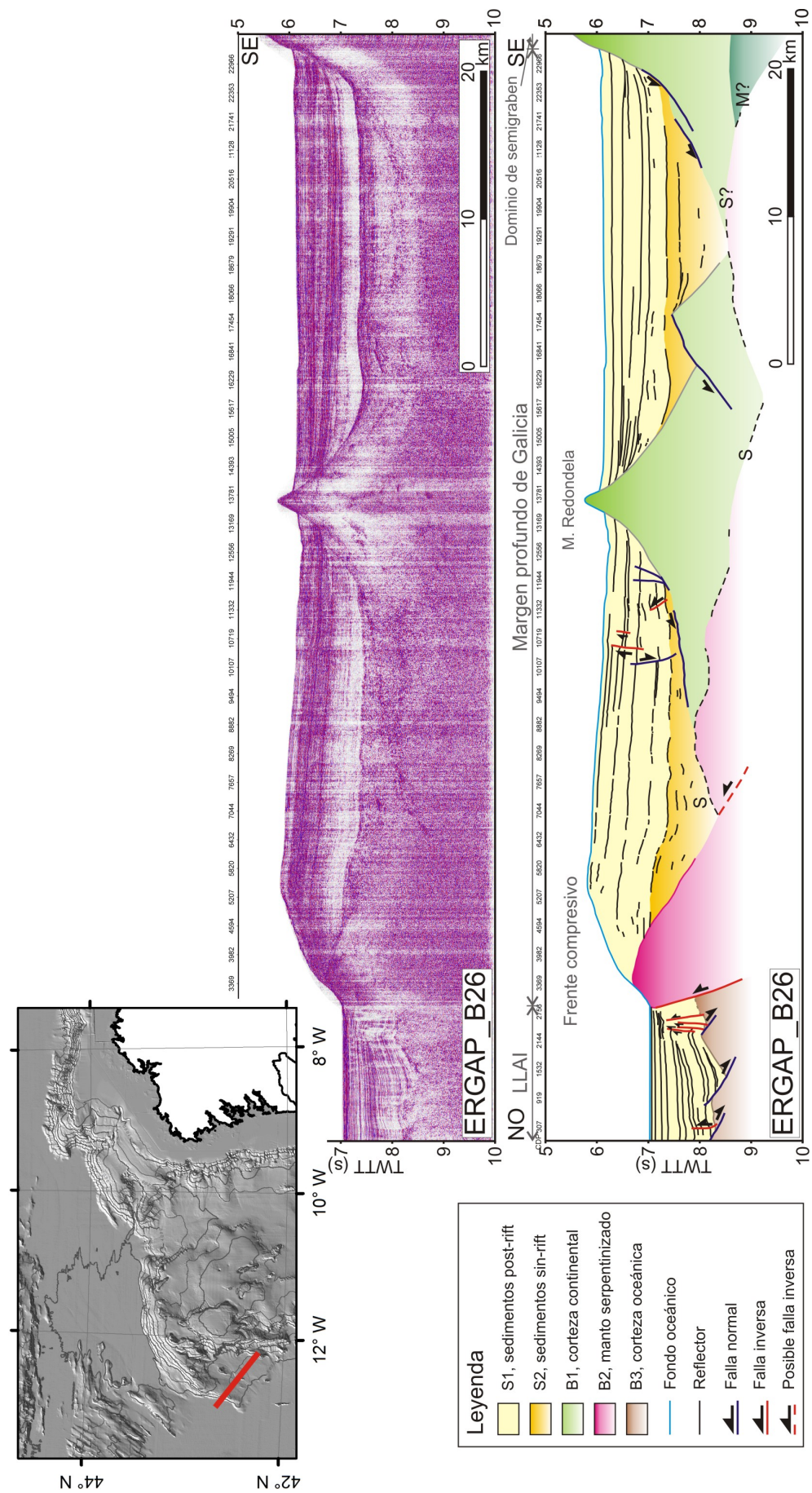


Figura 5.2: Línea de reflexión multicanal ERGAP\_B26. En el panel superior se muestra la línea sísmica migrada, y en el inferior la interpretación realizada sobre la misma. LLAi: Llanura abisal de Iberia. La localización del perfil se muestra en el mapa de la esquina superior izquierda (línea de color rojo).



ha interpretado como un cabalgamiento, que presenta un salto vertical de aproximadamente 0,8 s. Al sureste de este cabalgamiento se han interpretado que al menos hay una estructura compresiva más en el manto serpentizado, que da lugar a un alto estructural sobre el que se depositan sedimentos sin- y post-*rift*.

La cobertera sedimentaria sobre la corteza oceánica presenta una deformación intensa en las proximidades del cabalgamiento de la cresta de manto serpentizado, estando afectada por plegamiento y fallas inversas de buzamiento aparente relativamente elevado. Sobre los bloques de corteza oceánica basculados, se observan algunos grupos de reflectores con facies divergentes. En la zona del margen profundo de Galicia, se ha identificado la secuencia sedimentaria sin-*rift*, que en algunos puntos se encuentra directamente sobre el cuerpo de manto serpentizado. Sobre ella, la secuencia post-*rift* se presenta con una ligera deformación, estando afectada por algunas fallas inversas y fallas normales de elevado buzamiento, con un salto vertical muy reducido (Figura 5.2).

### Perfil sísmico ERGAP\_B28

Este perfil sísmico tiene orientación NO-SE, comienza en la llanura abisal de Iberia, muy cerca del límite entre ésta y la llanura abisal de Vizcaya. Cruza el banco de Finisterre, un relieve positivo relacionado con la fábrica extensiva que afecta a la corteza oceánica de los montes de Coruña, para terminar atravesando el escarpe del frente compresivo al noroeste de la región de bancos submarinos (Figura 4.23).

En este caso se han identificado sólo dos tipos de basamento acústico: corteza oceánica y manto serpentizado. En la mayor parte de la sección se ha interpretado un basamento compuesto por material ígneo de la corteza oceánica muy fracturado, con bloques de pocos kilómetros de anchura, generalmente basculados hacia el noroeste (Figura 5.3). En este basamento fracturado de la corteza oceánica, destaca en el extremo noroeste un alto estructural limitado por fallas normales que actúa como barrera sedimentaria. Aunque es posible que la profundidad media del techo del basamento oceánico a un lado y al otro de este alto sea ligeramente diferente, la diferencia en la batimetría se debe en gran medida a la mayor acumulación de sedimento en el lado proximal (hacia el sureste) del alto estructural. Hacia el extremo sureste de la sección, se identifica un bloque de corteza oceánica de aproximadamente 7 km de ancho cabalgando hacia el noroeste, con un salto vertical de al menos 1,5 s; este cabalgamiento produce que el basamento de la corteza oceánica aflore en la parte inferior del talud a lo largo de aproximadamente 2 km, formando un escalón. Este bloque elevado de basamento ígneo de la corteza oceánica se encuentra a su vez cabalgado hacia el sureste por otro importante cabalgamiento (al menos 2 s de salto) que eleva un bloque de manto serpentizado de 10 km de anchura y que genera un importante escarpe morfológico en el que aflora esta cresta de manto serpentizado.

La cubierta sedimentaria sobre la corteza oceánica se presenta con un espesor variable de hasta 1,7 s. Sobre la estructura extensiva asociada a la creación de corteza oceánica, desde el pie del talud hasta el banco de Finisterre, se identifica una deformación compresiva relativamente intensa, en forma de cabalgamientos y pliegues asociados. Destaca la presencia de varias fallas inversas que afectan a la cobertera sedimentaria, más abundantes en las proximidades del frente compresivo. En el extremo noroeste del perfil, se observan reflectores ondulados y afectados por una falla normal de poco salto vertical, y que pueden estar relacionados con una adaptación de la sedimentación al movimiento en la vertical de los bloques de corteza oceánica sobre los que se deposita (Figura 5.3).

### Perfil sísmico ERGAP\_B17

El trazado de esta sección sísmica tiene dirección NO-SE. Tiene su extremo noroccidental en la parte superior del frente compresivo al noroeste de la región de bancos submarinos, y cruza la prolongación hacia el suroeste del alto de García, para finalizar en el techo del banco de Galicia (Figura 4.23).

En este caso la totalidad del basamento acústico presente en la sección se ha interpretado que está constituido por bloques de corteza continental fallados y basculados, generalmente hacia el noroeste (Figura 5.4). El bloque de mayores dimensiones se localiza en el extremo sureste, forma parte del banco de Galicia, y el escarpe tectónico que lo limita hacia el noroeste, y donde aflora el basamento continental, supone un salto vertical de aproximadamente 1,5 s.

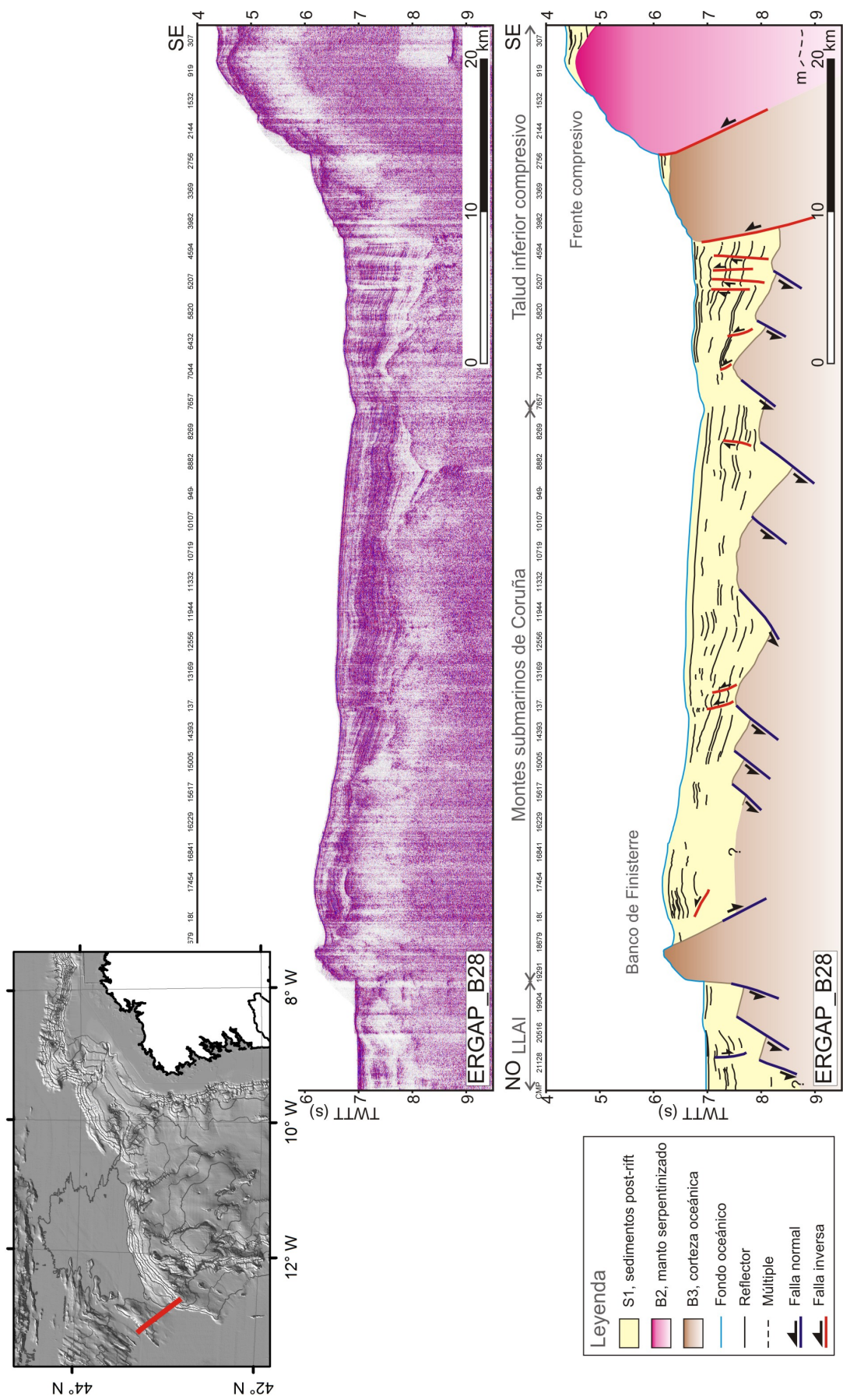


Figura 5.3: Línea de reflexión multicanal ERGAP\_B28. En el panel superior se muestra la línea sísmica migrada, y en el inferior la interpretación realizada sobre la misma. LLAI: Llanura abisal de Iberia.

La cobertera sedimentaria presenta un espesor muy variable, alcanzando un máximo de al menos 2 s al noroeste del alto estructural de García. En esa cuenca de tipo *graben* se identifica una secuencia sin-*rift* potente, con algunos reflectores internos con cierta continuidad lateral, y afectada por algunas fallas inversas de buzamiento elevado. La secuencia post-*rift*, también se encuentra ligeramente afectada por pliegues y fallas relacionadas con la deformación compresiva. En la unidad superior de la secuencia post-*rift* se observan reflectores continuos y ondulados, probablemente asociados a un origen contornítico de estos depósitos (Figura 5.4).

En comparación con los perfiles ERGAP\_B24 y ERGAP\_B26 descritos antes (Figuras 5.1 y 5.2), en esta línea sísmica no se observan indicios de exhumación de manto litosférico (reflector *S*), que sí se identificaba más al suroeste, y el espesor de la corteza continental es mayor.

Las evidencias de la deformación compresiva en este perfil sísmico alcanzan hasta el lado noroeste del alto de García, no habiéndose encontrado evidencias de compresión tectónica más hacia el sureste.

### Perfil sísmico ERGAP\_B31

Esta sección sísmica tiene también un trazado NO-SE. Comienza al noroeste sobre la llanura abisal de Vizcaya, cruza el extremo noreste de un pequeño relieve positivo asociado a los montes submarinos de Coruña, atraviesa el frente compresivo y el alto de García, y termina sobre el techo del banco de Galicia (Figura 4.23).

De nuevo se identifican los tres tipos de basamento acústico, de noroeste a sureste: basamento ígneo de la corteza oceánica, manto serpentinizado y basamento continental. Aunque, debido a la escasa penetración y a la presencia de numerosos múltiples, no ha sido posible identificar el techo del basamento continental en la mayor parte del perfil, parece evidente que el espesor de la corteza continental es relativamente alto, como en la sección sísmica ERGAP\_B17 descrita en el apartado anterior (Figura 5.4), incluso en las proximidades de la cresta de manto serpentinizado. En este caso, aunque se ha identificado un cuerpo de manto serpentinizado formando una cresta de menos de 10 km de ancho que separa el basamento continental del oceánico, no se han observado más evidencias de exhumación de manto litosférico a lo largo del perfil (no se identifica en reflector *S*). Al noroeste de la cresta de peridotitas, se observa un bloque de corteza oceánica que llega a aflorar en el tramo inferior del talud, con una anchura aproximada de 13 km y levantado 2 s por encima de la profundidad media del techo del basamento oceánico en la llanura abisal que se observa en esta línea. Se ha interpretado que este levantamiento se produce a través de fallas inversas, mostrando un claro carácter compresivo, aunque dada la anchura del bloque y en relación con lo que se ha observado en otros perfiles sísmicos descritos en este trabajo, podría haber varios cabalgamientos. En este caso, la interpretación de la cresta de manto serpentinizado es más dudosa, debido a la baja penetración en esta sección sísmica, y el techo de esta unidad no se distingue de forma tan nítida como en las secciones descritas con anterioridad. No obstante, es probable que el contacto entre la cresta de manto serpentinizado y la corteza oceánica sea mecánico, a través de una estructura de cabalgamiento hacia el noroeste. El pequeño bloque de corteza oceánica aflorante que forma parte del conjunto de los montes submarinos de Coruña se ha interpretado como un bloque de corteza oceánica que cabalga igualmente hacia el noroeste. En la llanura abisal de Vizcaya, el basamento oceánico se presenta afectado por un cortejo de fallas normales, que buzcan hacia el sureste, y que limitan bloques de unos 3 km de ancho.

La cobertera sedimentaria sobre la corteza oceánica de la llanura abisal de Vizcaya muestra reflectores plano-paralelos hacia la superficie y hacia el noroeste, y progresivamente más deformados hacia el techo del basamento y hacia el bloque levantado que forma parte de los montes de Coruña, observándose algunos reflectores plegados y afectados por pequeñas fallas inversas. En los dominios del talud inferior compresivo y de los bancos submarinos, la capacidad de penetración de la señal acústica y la resolución de los datos sísmicos son bastante limitadas y no se distingue en general el límite con el basamento. En la zona del talud inferior compresivo los reflectores muestran muy poca continuidad lateral, aunque en las proximidades del alto de García se observa un conjunto de reflectores, probablemente separando la unidad superior de la intermedia de la secuencia post-*rift*, afectados por varias fallas normales que buzcan al noroeste. La unidad superior no se observa afectada por esta fracturación. En el dominio de los bancos submarinos generalmente no ha sido posible distinguir con claridad las secuencias sedimentarias. En la pequeña cuenca que se localiza al sureste del alto de García se identifican al menos la unidad superior, con reflectores relativamente

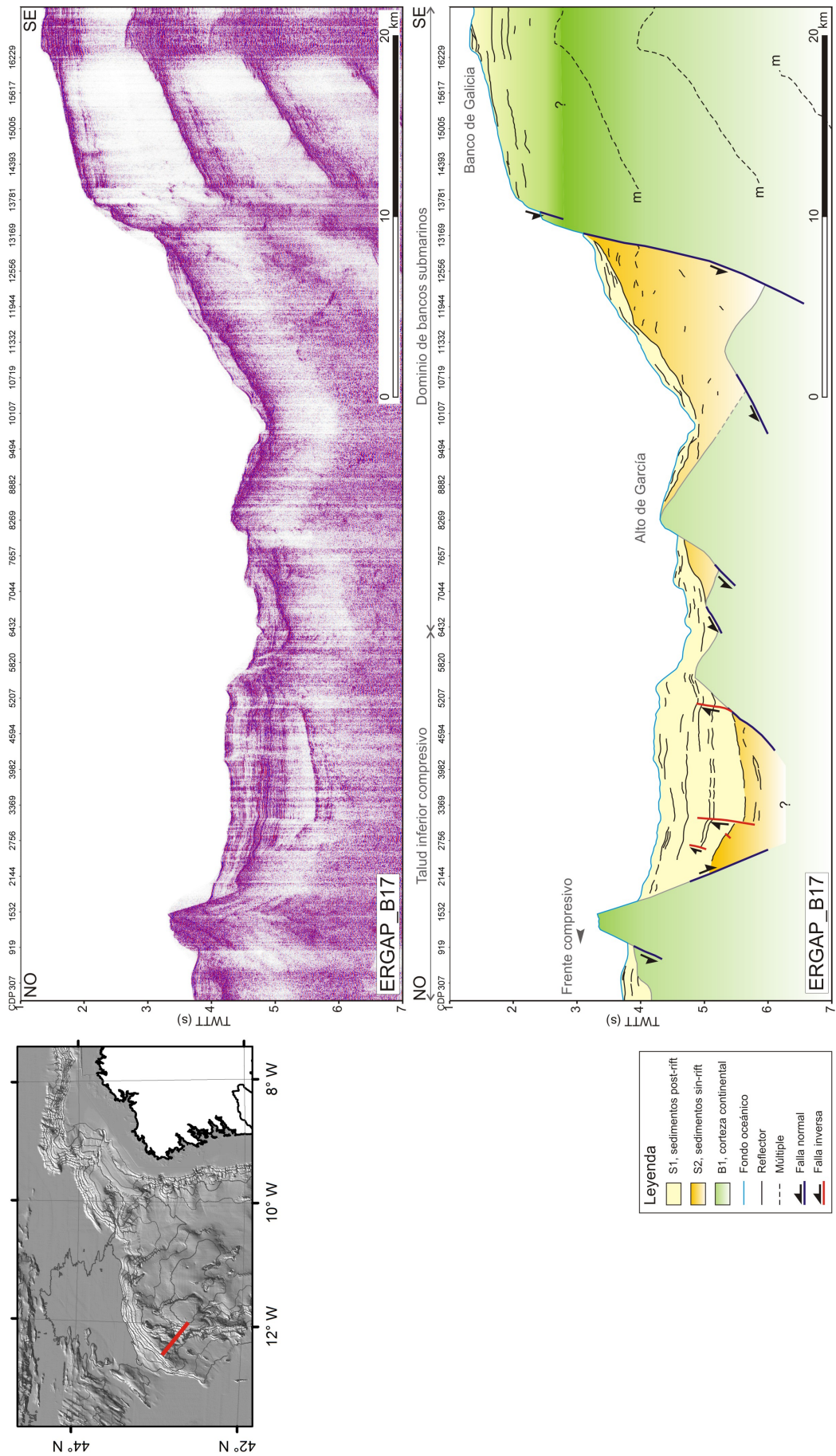
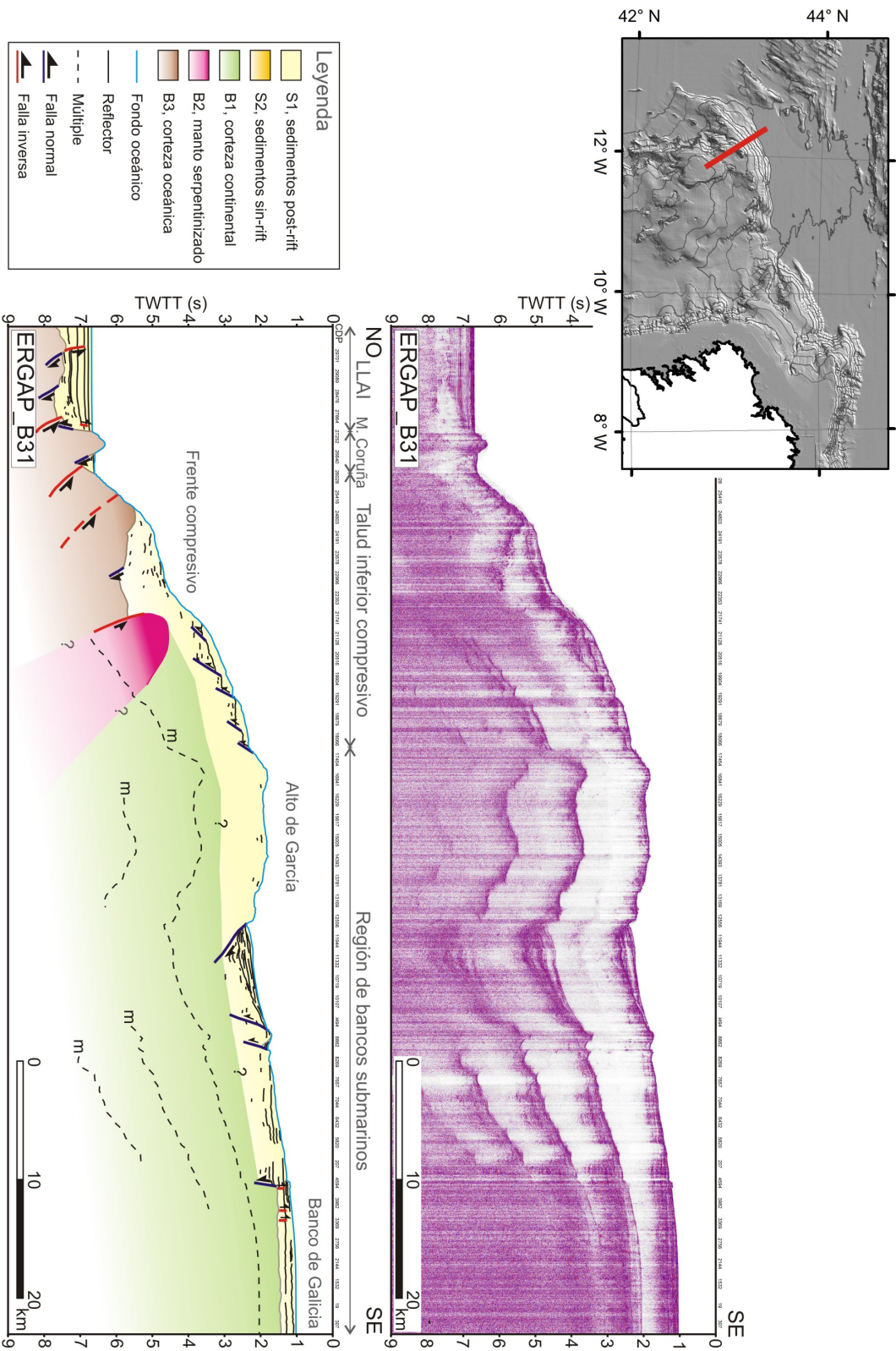


Figura 5.4: Línea de sísmica de reflexión multicanal ERGAP\_B17. En el panel superior se muestra la línea sísmica migrada, y en el inferior la interpretación de la misma. La localización del perfil se muestra en el mapa de la esquina superior izquierda (línea de color rojo).





114

continuos y algo ondulados, relacionados con procesos contorníticos, y la unidad intermedia de la secuencia *post-rift*, algo deformada (se observan reflectores plegados). Hacia el techo del banco de Galicia se observan reflectores bastante continuos y ligeramente ondulados, probablemente debido de nuevo a la acción de corrientes de contorno, y afectados por pequeñas fracturas de buzamiento muy alto y escaso salto en la vertical (Figura 5.4).

### Perfiles sísmicos ERGAP\_C10 y ERGAP\_C11

Estos son los últimos de los perfiles sísmicos disponibles seleccionados para este estudio y, por tanto, los que se localizan más hacia el norte (ERGAP\_C10) y hacia el este (ERGAP\_C11) de ellos (Figura 4.23). Aunque son continuación el uno del otro, el perfil ERGAP\_C10 tiene dirección N-S y el ERGAP\_C11 dirección NNO-SSE. Considerándolos en conjunto, el trazado comienza al norte en la llanura abisal de Vizcaya, cruza el talud inferior compresivo y el alto estructural de Ordoño y recorre en su mitad sur la región de bancos submarinos siguiendo una trayectoria paralela a la ladera este del banco Galicia, a unos 7 km de distancia del mismo (Figura 4.23).

En este caso sólo se diferencian dos tipos de basamento acústico: corteza oceánica y corteza continental (Figura 5.6). El basamento continental está presente en la mayor parte de la sección. En la mitad sur no se identifica el techo del mismo con facilidad, y no se observan estructuras tectónicas de importancia debido a que el trazado de la sección es paralelo a la dirección estructural principal en esta zona del margen. Hacia el extremo norte de la región de bancos submarinos destaca el afloramiento de basamento continental en el alto estructural de Ordoño, limitado por fallas normales con un salto vertical de cerca de 1 s. Al norte del alto de Ordoño, ya en la zona del talud compresivo, a penas se identifica el techo del basamento continental bajo la cobertera sedimentaria, pero sí que se observa aflorando en el talud. Este bloque de corteza continental se apoya a través de un cabalgamiento sobre un bloque de basamento ígneo de la corteza oceánica, que también aflora hacia el pie del talud. El contacto entre ambos tipos de basamento tiene un reflejo morfológico en forma de escarpe en el talud. El bloque de basamento oceánico que aflora en la parte inferior del talud continental queda enterrado bajo los sedimentos de la llanura abisal de Vizcaya, donde se observa cabalgando hacia el norte sobre el siguiente bloque de corteza oceánica, con un salto vertical de 0,5 s. Más hacia el norte, el basamento oceánico está constituido por bloques limitados por fallas normales que buzán al norte, similar a lo observado en otros perfiles antes.

La cobertera sedimentaria sobre la corteza oceánica tiene un espesor máximo, en el extremo norte del perfil ERGAP\_C10, de 2 s. Muestra reflectores continuos plano-paralelos hacia la parte superior y hacia el norte, mientras que hacia la parte inferior y en las proximidades del bloque cabalgante de corteza oceánica, se observan con menos continuidad lateral y ligeramente deformados. Entre el alto de Ordoño y el bloque de corteza continental que cabalga sobre la oceánica, se identifica una pequeña cuenca donde el espesor de sedimentos, a pesar de no identificarse el techo del basamento, parece ser superior a 1,5 s. Hacia el SSE desde el alto de Ordoño, la cobertera sedimentaria presenta espesores superiores a 1 s. En este tramo sólo se llega a distinguir la secuencia *post-rift*, con la unidad superior que muestra reflectores bastante continuos y ondulados, posiblemente resultado de la acción de corrientes de contorno. En la superficie, se identifican al menos catorce incisiones de carácter erosivo (con truncación de reflectores) en forma de ‘v’, que interpretamos como *gullies* relacionados con la incisión de la red de drenaje que transporta material desde la ladera este del banco de Galicia hacia el noreste (Figura 5.6), formando un sistema de drenaje que se describe con más detalle en la Sección 5.2.2.2.

## 5.1.2. Análisis de mapas gravimétricos

### 5.1.2.1. Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre

Siguiendo el procedimiento descrito en las secciones 3.2.3 y 4.3, se ha elaborado el mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre, que se representa en la Figuras 4.13 y 5.7. La escala de colores con que se ha representado la anomalía de Aire Libre varía entre el violeta-azul intenso (valores mínimos) y el rojo (valores máximos).

Los valores de anomalía de Aire Libre oscilan entre -184 mGal y 167 mGal, encontrando el mínimo absoluto en la zona donde comienza el surco norte de Iberia (*m1*, elongado en dirección



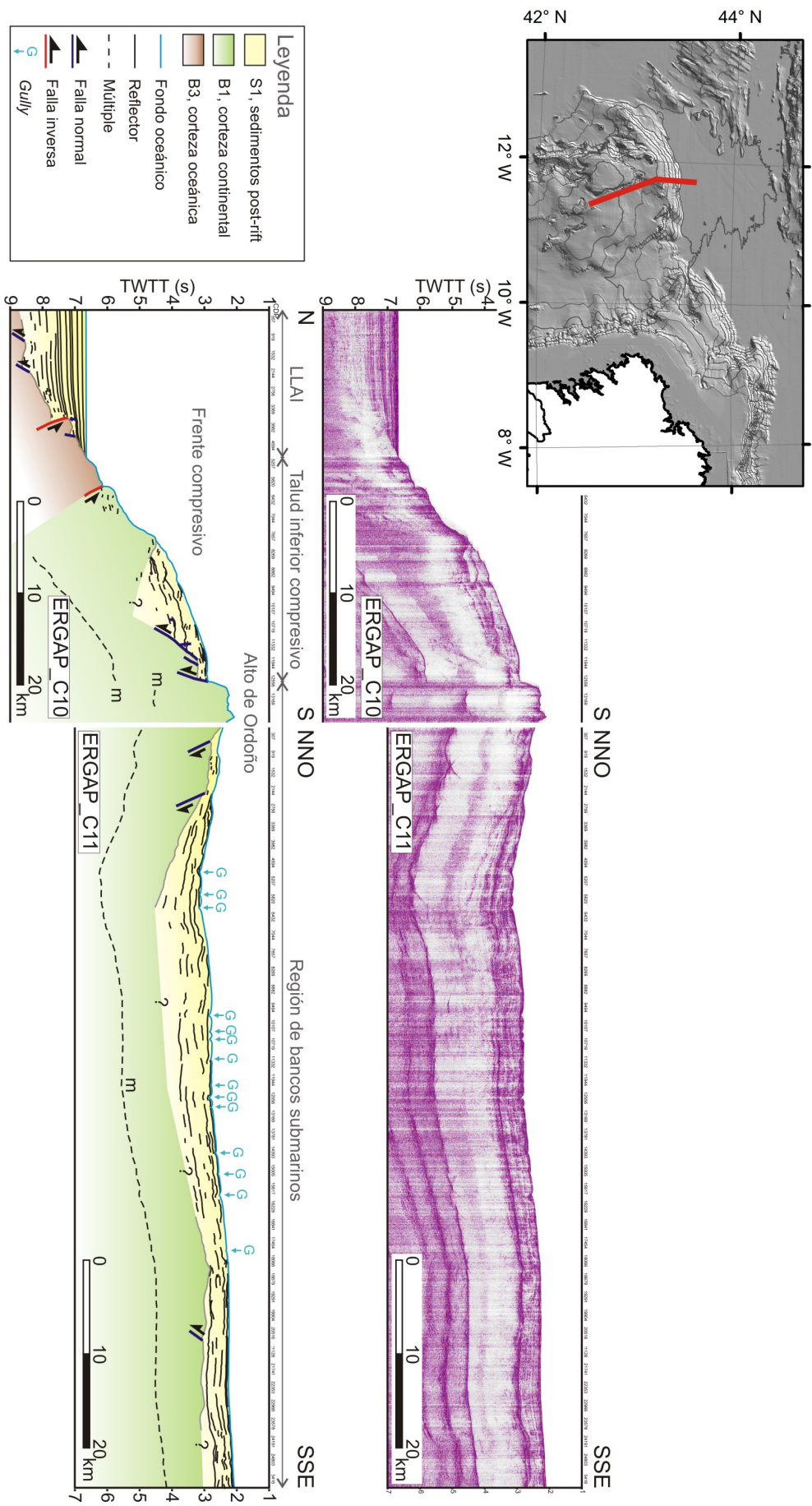


Figura 5.6: Líneas de sísmica de reflexión multicanal ERGAP\_C10 y ERGAP\_C11. En el panel superior se muestran las líneas sísmicas migradas, y en el interior la interpretación de las mismas.

E-O a ENE-OSO) y el máximo absoluto de el flanco noroeste del banco de Galicia ( $M1$ , aproximadamente NE-SO). Cabe destacar igualmente el eje de mínimos relativos que se observa en la zona oceánica frente a la costa NO de Galicia ( $m2$ ), cuya orientación varía de E-O al norte del banco de Galicia a NE-SO frente a la costa gallega.  $m2$  se encuentra separado de  $m1$  frente a la costa de Cabo Ortegal por el umbral que introduce el eje de máximos relativos  $M2$  (orientación ENE-OSO). Destaca también el eje de mínimos relativos  $m3$  frente a la costa portuguesa, con orientación NE-SO. Otros máximos relativos a destacar son el relacionado con el alto estructural del banco de Galicia ( $M3$ ) y los indicados como  $M4$ ,  $M5$  y  $M6$ , que corresponden respectivamente con los bancos de Vigo, Vasco de Gama y Oporto. Los máximos relativos indicados como  $M7$ - $M12$  se corresponden con otros altos de basamento continental identificables en la batimetría. La plataforma continental al oeste de Galicia y la costa portuguesa da lugar igualmente a una alineación de máximos relativos ( $M13$ ). El resto de máximos relativos identificados sobre el mapa de anomalía de Aire Libre ( $M14$ - $M17$ ) corresponden con morfologías posiblemente asociadas a la fábrica oceánica. En la zona norte de la cuenca Interior de Galicia se observa el eje de mínimos relativos  $m4$ , con orientación NNO-SSE.

Los máximos gradientes de anomalía de Aire Libre que observamos en el mapa son:

- Una banda de gradiente de hasta 10 mGal/km formando una banda de dirección aproximadamente ENE-OSO en el margen norte de Galicia, entre el eje de máximos  $M2$  y su continuación en la estrecha plataforma continental del norte de Iberia y el mínimo  $m1$ .
- Un gradiente de hasta 6,3 mGal/km oeste y al noroeste del banco de Galicia, entre el máximo absoluto  $M1$  y los valores próximos a cero de la llanura abisal de Iberia, y de hasta 6,6 mGal/km hacia el norte del banco de Galicia, entre el máximo absoluto  $M1$ - $M8$  y el mínimo  $m2$ .
- Un gradiente de hasta 8 mGal/km entre el máximo relativo de la plataforma continental portuguesa  $M13$  y el mínimo relativo  $m3$ , formando una banda de orientación NE-SO. Este gradiente continúa de forma más suave en una banda de dirección N-S hacia la plataforma frente a la costa gallega, con un gradiente de unos 70 mGal.

Si se observa la distribución de los valores de anomalía de Aire Libre, destaca la clara correlación entre ésta y la batimetría del margen (Figura 5.8): Los mínimos relativos se observan, exceptuando  $m3$ , en las zonas más profundas (llanuras abisales) y en general al pie del talud, donde la acumulación de sedimentos y, por tanto, de material menos denso, es mayor. Por el contrario, los máximos relativos de anomalía de Aire Libre se corresponden bastante bien con zonas elevadas, como los bancos submarinos y, por ejemplo, la traza de  $M13$  sigue de forma muy aproximada el contorno de la zona de ruptura de pendiente de la plataforma continental. Aún así, cabe destacar la falta de correlación entre la anomalía de Aire Libre y la batimetría en algunos lugares como  $m3$ , que se encuentra en la zona de la emersión continental, pero también en el punto donde se encuentra el máximo absoluto  $M1$ , que no coincide con la zona de menor batimetría, y  $M3$ , ligeramente descentrado respecto de la cima del banco de Galicia.  $M2$  también es un máximo relativo destacable por su relativa falta de correlación con la batimetría. En el caso de  $m3$ , éste se encuentra localizado sobre la parte norte de la cuenca de Peniche, donde la acumulación de sedimentos llega a rondar los 5 km de espesor (Alves *et al.*, 2006) [9] y el adelgazamiento de la corteza continental hace que haya un cierto ascenso del manto superior (Sánchez de la Muela, 2014) [284].

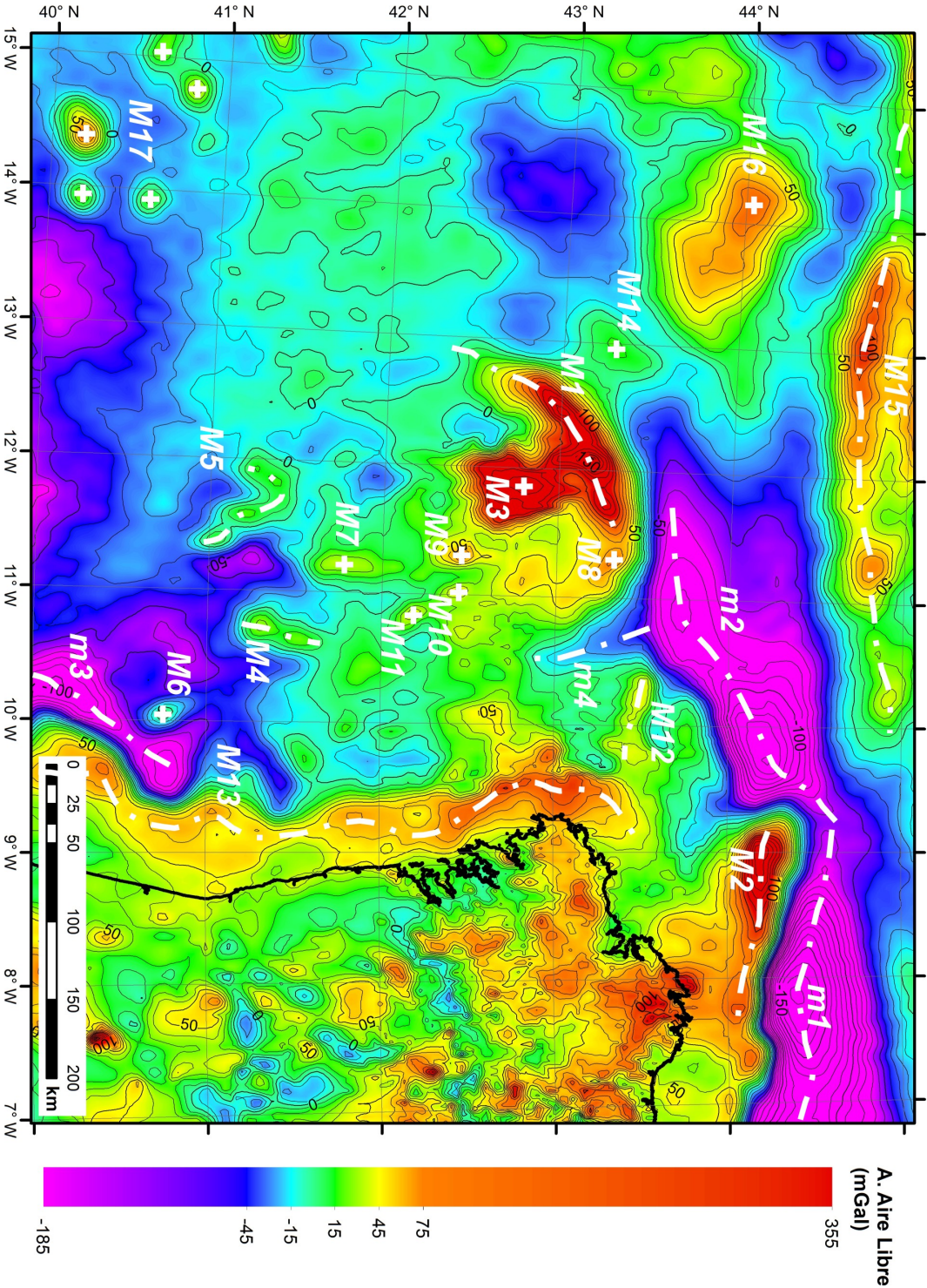
Como los valores de anomalía de Aire Libre tienen una fuerte dependencia de la batimetría (y la topografía), no es posible realizar a partir de ellos una interpretación directa, ni si quiera cualitativa, si no se tiene en cuenta el relieve. La anomalía de Bouguer es mucho más significativa desde el punto de vista geológico, especialmente si se ha llevado a cabo una corrección del relieve del fondo oceánico (anomalía de Bouguer Completa), porque en este caso las anomalías pueden ser interpretadas en términos de variaciones de densidad y profundidad de las fuentes que las generan por debajo de la lámina de agua.

#### 5.1.2.2. Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer

Una vez obtenida la anomalía de Aire Libre, se ha procedido al cálculo de la anomalía de Bouguer Completa, es decir, con corrección topográfica en tierra y de fondo oceánico en mar



Figura 5.7: Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre interpretado. Las líneas de trazos y puntos de color blanco marcan la posición de ejes de mínimos relativos ( $m$ ) y máximos relativos ( $M$ ); las cruces blancas marcan la posición de máximos relativos. Contornos cada 10 mGal.





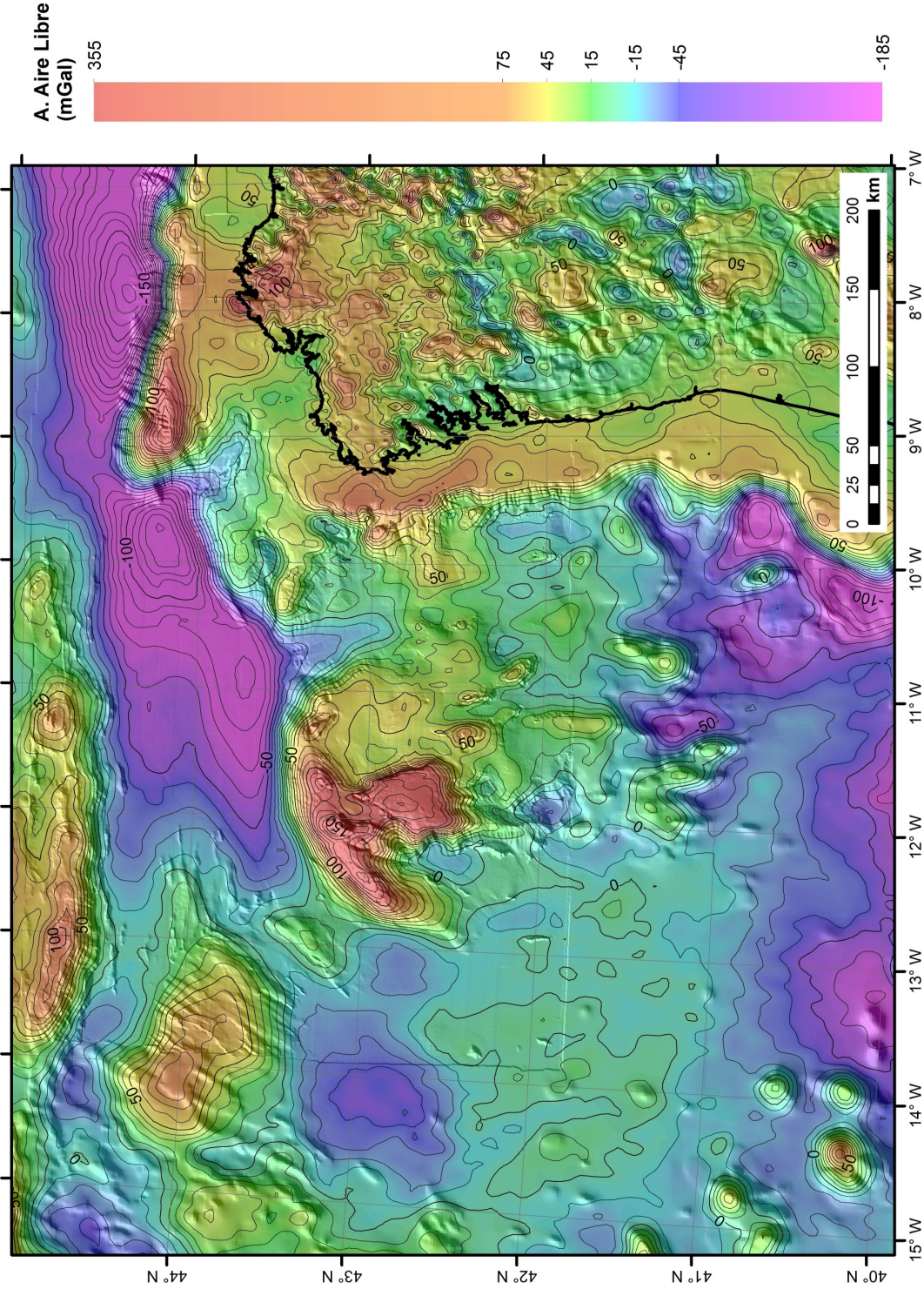


Figura 5.8: Mapa de anomalía gravimétrica de Aire Libre (color) sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado). Contornos cada 10 mGal.

(anomalía de Bouguer en adelante), siguiendo los procedimientos descritos en las secciones 3.2.3 y 4.3 de esta memoria. El mapa de anomalía de Bouguer resultante se muestra en la Figura 4.14. Para su representación se ha empleado una escala cromática que varía entre violeta-azul intenso para los valores mínimos y el rojo para los valores más altos.

Los valores de anomalía de Bouguer obtenidos en la zona de estudio varían entre los -103 mGal y los 385 mGal. Los valores mínimos se encuentran en el área continental (colores violetas y azules en el mapa). En las cercanías de la costa se observan valores próximos a cero o en ocasiones de hasta más de 40 mGal, como ocurre en el noroeste de Galicia en relación con los complejos máficos y ultramáficos (de mayor densidad relativa) que allí se encuentran como, por ejemplo, el complejo de Órdenes o el de Cabo Ortegal (Pérez-Estaún y Bea, 2004 [230]). En mar se observa, en general, un aumento progresivo de los valores de anomalía de Bouguer hacia el oeste y el norte del área de estudio, es decir, hacia las regiones de corteza oceánica de la llanura abisal de Iberia y la llanura abisal de Vizcaya. *A priori*, es posible distinguir el dominio del basamento continental (valores de anomalía de Bouguer menores de  $\sim 220$  mGal) del dominio de corteza oceánica (valores por encima de los 300 mGal).

Dentro del área marina de basamento continental, se identifica un mínimo relativo de menos de 150 mGal situado aproximadamente sobre la región de bancos submarinos ( $m1$ ), pero ligeramente descentrado hacia el sureste respecto de la zona de menor batimetría (ver en Figura 5.10). Este mínimo relativo se prolonga al SSE, hacia los bancos submarinos de Vasco de Gama y Vigo. Entre la zona de mínimo relativo relacionada con la región de bancos submarinos y la isolínea de 100 mGal, que coincide aproximadamente con la zona de ruptura de pendiente de la plataforma continental al oeste de Galicia y Portugal, se identifica, sobre la cuenca Interior de Galicia, un eje de máximos relativos segmentado en tres partes:  $M1$ , de orientación NNO-SSE,  $M2$ , con una NNO-SSE al norte virando ligeramente a N-S aproximadamente en la latitud  $41^{\circ}30'$  N, cerca de su conexión con  $M3$ , de orientación NE-SO a NNE-SSO, más al sur y ya cerca de la conexión de la cuenca Interior de Galicia con la zona sur de la llanura abisal de Iberia. Las orientaciones de  $M2$  y  $M3$  emulan la morfología de la costa portuguesa, siguiendo las orientaciones de las principales direcciones estructurales.

La transición entre el dominio continental y el oceánico en el margen oeste de Galicia se realiza a través de bandas de gradiente elevado, con las siguientes magnitudes y orientaciones (Figuras 5.9 y 5.10):

- Un gradiente abrupto de hasta 3,6 mGal/km ( $G1$ ) y 3,12 mGal/km ( $G2$ ) en una banda de dirección N-S a NNO-SSE hacia el oeste de la región de bancos submarinos, en la transición hacia la llanura abisal de Iberia.
- Una banda de gradiente de hasta 2,8 mGal/km ( $G3$ ), de dirección aproximadamente E-O en la transición del flanco norte del banco de Galicia hacia la llanura abisal de Vizcaya, hasta el estrecho eje de máximos  $M4$ , localizado en el flanco noroeste del banco de Galicia y en la zona de emersión continental más hacia el norte.
- Un gradiente de hasta 2,9 mGal/km ( $G4$ ), de dirección NO-SE, hacia máximo relativo  $M5$  localizado sobre la llanura abisal de Iberia al sur de la región de bancos submarinos.

La transición entre los dominios continental y oceánico en el margen noroeste de Galicia se produce de manera más escalonada y compleja, con un gradiente medio de entre 0,7 mGal/km y 1 mGal/km y varios ejes de máximos ( $M7$  y  $M8$ ) y mínimos relativos ( $m2$  y  $m3$ ). Los ejes  $m2$  y  $m3$  convergen en un llamativo mínimo relativo de menos de 200 mGal al pie de las plataformas marginales del noroeste de Galicia, tras un cambio de dirección de  $m2$  de E-O a NE-SO al pasar al norte de la cuenca Interior de Galicia. Este mínimo relativo en el que convergen  $m2$  y  $m3$  interrumpe la continuidad entre los ejes de máximos relativos  $M7$  y  $M8$ , dando más complejidad a la transición entre el dominio continental y el oceánico en esta parte del margen.

En el margen norte la transición entre el dominio continental y el oceánico vuelve a ser más regular, con un gradiente aproximado de 1,2 mGal/km (calculado en  $G5$ ).

La superposición de la malla de anomalía de Bouguer y el modelo digital de elevaciones (Figura 5.10) permite observar cómo se encuentran valores propios de corteza oceánica (próximos incluso a los 350 mGal) en zonas topográficamente elevadas como son el talud al noroeste de la región de bancos submarinos y en la zona de plataformas marginales al noroeste de Galicia. Esto sugiere



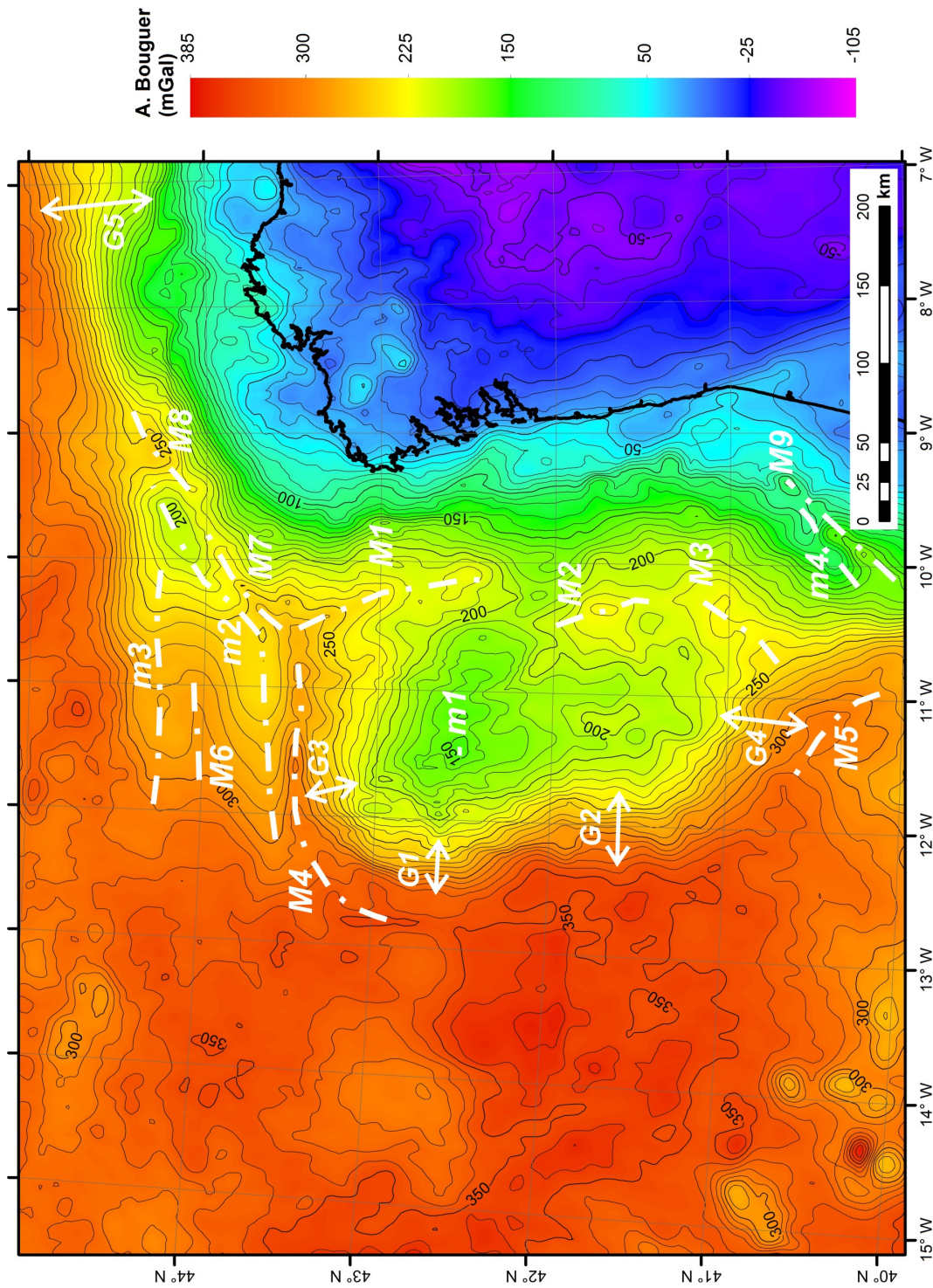
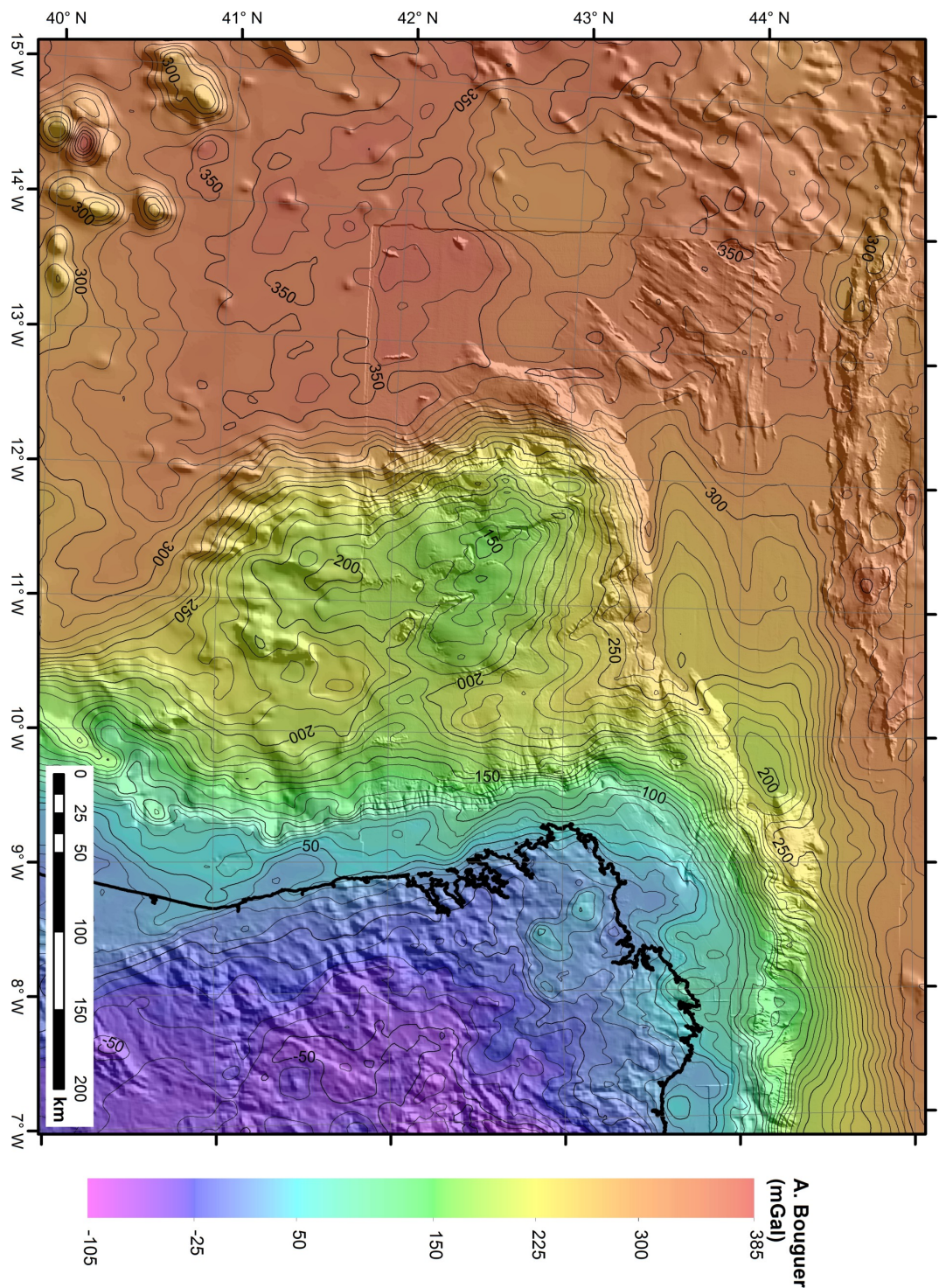


Figura 5.9: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer interpretado. Las líneas blancas de trazos y puntos indican alineaciones de máximos relativos ( $M$ ) y mínimos relativos ( $m$ ). Las flechas blancas indican zonas donde se han calculado gradientes gravimétricos ( $G$ ). Contornos cada 10 mGal.



Figura 5.10: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.



la presencia de materiales con una densidad muy elevada en la transición entre ambos tipos de cortezas, o bien la presencia de corteza oceánica que ha sido incorporada en el talud continental, o bien a ambos fenómenos.

Hacia el sur del mapa, se distingue un eje de mínimos relativos con orientación NE-SO ( $m_4$ ) acompañado de un eje de máximos relativos paralelo a él un poco más al sur ( $M_9$ ). Están localizados sobre la cuenca de Peniche (Alves *et al.*, 2006) [9] y ya han sido identificados y descritos con anterioridad por Sánchez de la Muela (2014) [284].

Se pueden distinguir tres sectores en el mapa, según las orientaciones de los gradientes de anomalía de Bouguer y los ejes de máximos y mínimos relativos. De sur a norte:

- Hasta aproximadamente 41° 20' N, la orientación principal es NE-SO a NNE-SSO, similar a las direcciones estructurales que se observan en la costa y el borde de la plataforma continental, en relación con el proceso de *rift* mesozoico que dio lugar al sector central del margen continental de Iberia.
- De 41° 20' N a 43° N, la orientación preferente es NNO-SSE a N-S, coincidiendo con la principal orientación estructural desarrollada durante el proceso de *rift* mesozoico.
- Al norte de los 43° N, las direcciones principales que se observan son E-O a NE-SO, como las de las estructuras relacionadas con el régimen compresivo cenozoico.

### 5.1.2.3. Mapas de anomalía gravimétrica de Bouguer filtrada

En el mapa de anomalía de Bouguer se observa una elevada complejidad en la transición entre los valores propios de la corteza continental y los de la corteza oceánica normal, en relación con la presencia de los diversos accidentes batimétricos y estructurales preservados en el margen continental. Partiendo del hecho de que cuanto mayor es la profundidad a la que se encuentra una fuente generadora de una anomalía gravimétrica, mayor longitud de onda tiene esa anomalía, si se separan las componentes diferentes longitudes de onda, se estará aislando en cierta medida la respuesta gravimétrica de diferentes tipos de fuentes según la profundidad a que se encuentren. Con el objetivo de poder interpretar de forma más precisa el mapa de anomalía de Bouguer, se ha seguido el procedimiento de análisis espectral descrito en la Sección 4.3.6 y se ha procesado la malla de datos en el dominio de las frecuencias para obtener tres nuevas mallas:

- Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga, obtenida mediante la aplicación de un filtro de paso bajo para suprimir las longitudes de onda inferiores a 150 km. El mapa resultante (Figura 5.11) muestra aquellas anomalías producidas a gran profundidad y/o por variaciones de densidad de grandes dimensiones (anomalías de manto litosférico) o de la geometría de la superficie de la Moho. El resultado es algo similar a la anomalía de Bouguer regional que se obtendría mediante otros procedimientos, como por ejemplo la aplicación de una prolongación analítica ascendente, o de un ajuste polinómico de grado bajo.
- Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media, obtenida por la aplicación de un filtro de paso de banda entre las longitudes de onda de 150 km y 33 km. En el mapa obtenido (Figura 5.13) se pueden observar las anomalías relacionadas con contrastes de densidad producidos en niveles corticales, pero suprimiendo en cierta medida las anomalías de menor longitud de onda que se relacionan con variaciones de densidad producidas en la corteza superior.
- Una malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda corta, obtenida mediante la aplicación de un filtro de paso de banda entre las longitudes de onda de 33 km y 8 km (8 km es la frecuencia de Nyquist definida por la malla que utilizamos, de 4 m de lado, por lo que no hay resolución suficiente en la malla para identificar anomalías por debajo de esa longitud de onda). En el mapa obtenido (Figura 5.15) se pueden observar estas anomalías, que en general se relacionan con contrastes de densidad producidos en la corteza superior, tales como pequeñas cuencas de tipo *semigraben* o altos estructurales.

### Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$ km)

En el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga (Figura 5.11), se identifican de forma suavizada los grandes máximos y mínimos relativos y los gradientes observados antes sobre el mapa de anomalía de Bouguer sin filtrar (Figuras 5.9 y 5.10). También sigue siendo posible identificar los tres grandes sectores en que se compartimenta estructuralmente la zona de estudio, separados aproximadamente por los paralelos  $41^{\circ} 20'$  N y  $43^{\circ}$  N.

Se observa una gran anomalía negativa en tierra, generalmente por debajo de 50 mGal. En la zona de corteza oceánica normal de las llanuras abisales de Iberia y de Vizcaya, la anomalía de Bouguer de larga longitud de onda tiene un valor superior a 300 mGal. En la región de bancos submarinos, destaca un mínimo relativo ( $m1$ ) con una amplitud de unos -40 mGal (hasta alcanzar valores cercanos a 150 mGal), mientras que en la cuenca Interior de Galicia se observan dos ejes de máximos relativos ( $M1$ - $M3$ ) con una amplitud de más de 20 mGal. A diferencia de lo observado en el mapa de anomalía de Bouguer sin filtrar (Figura 5.9), los ejes de mínimos relativos  $m2$  y  $m3$  no tienden a converger frente a la costa noroeste de Galicia, sino que se mantienen paralelos con una dirección aproximada E-O.

Al contrastar la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga con el relieve del fondo oceánico (Figura 5.12), podemos observar cómo la transición entre los valores intermedios de la corteza continental adelgazada en el margen continental y los valores propios de la zona oceánica se hace a través de gradientes más o menos pronunciado: un gradiente de 1,8 - 2,5 mGal/km (entre 200 mGal y 350 mGal) al oeste y el suroeste de la región de bancos submarinos; un gradiente de 1,3 - 2,1 mGal/km (entre 250 mGal y 320 mGal) hacia el segmento sur de la llanura abisal de Iberia; un gradiente escalonado de hasta 3,2 mGal/km hacia el noroeste y el norte de Galicia (entre 200 mGal y 300 mGal). El mínimo gravimétrico de la región de bancos submarinos, relacionado con la profundización relativa de la base de la corteza continental en esta zona, se encuentra desplazado hacia el sureste respecto de la zona de menor batimetría. En cambio, el eje de máximos relativos relacionado con el ascenso del manto bajo la cuenca Interior de Galicia coincidente aproximadamente con el eje morfológico de la misma.

### Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda media (150 km $> \lambda > 33$ km)

En este mapa (Figuras 5.13 y 5.14), destacan varios ejes de máximos y mínimos relativos, generalmente alargados según las direcciones N-S a NNO-SSE, NE-SO, NO-SE y E-O, coincidiendo con las principales direcciones estructurales observadas en la zona de estudio (Figura 2.12). Entre las zonas de máximos relativos, destacan:

- Una banda estrecha (20-30 km de ancho) de máximos relativos sobre el talud noroeste y norte de la región de bancos submarinos ( $M1$  y  $M2$ ), con una amplitud de hasta más de 30 mGal. Como ya se mencionó antes, esta banda de anomalías parece estar relacionada con la presencia de un cuerpo de densidad más elevada que la de la corteza continental, o con un engrosamiento y levantamiento de la corteza oceánica, o con una mezcla de ambos efectos.
- Sobre la zona de emersión continental al oeste y suroeste de la región de bancos submarinos, se identifican varias alineaciones de máximos relativos ( $M3$ - $M5$ ) que conforman una banda más extensa que las anteriores, entre 30 km y 70 km de ancho, estrechándose de sur a norte, y con una amplitud de más de 50 mGal. Puede estar relacionada con la presencia en niveles corticales de un material de alta densidad, como es el manto superior exhumado y serpentizado en esta zona de hiperextensión, con una corteza extremadamente adelgazada, o con una mezcla de ambos efectos.
- Un eje de máximos relativos ( $M6$ ) de dirección NO-SE, de entre 65 y 75 km de ancho y con una amplitud de más de 40 mGal, sobre la llanura abisal de Iberia hacia el sur de la región de bancos submarinos. Al igual que en el caso de  $M3$ - $M5$ , estos máximos relativos podrían estar relacionados con la presencia de manto exhumado y serpentizado en el proceso de extensión litosférica, con una corteza anómalamente delgada o ser el resultado de la suma de ambos fenómenos.



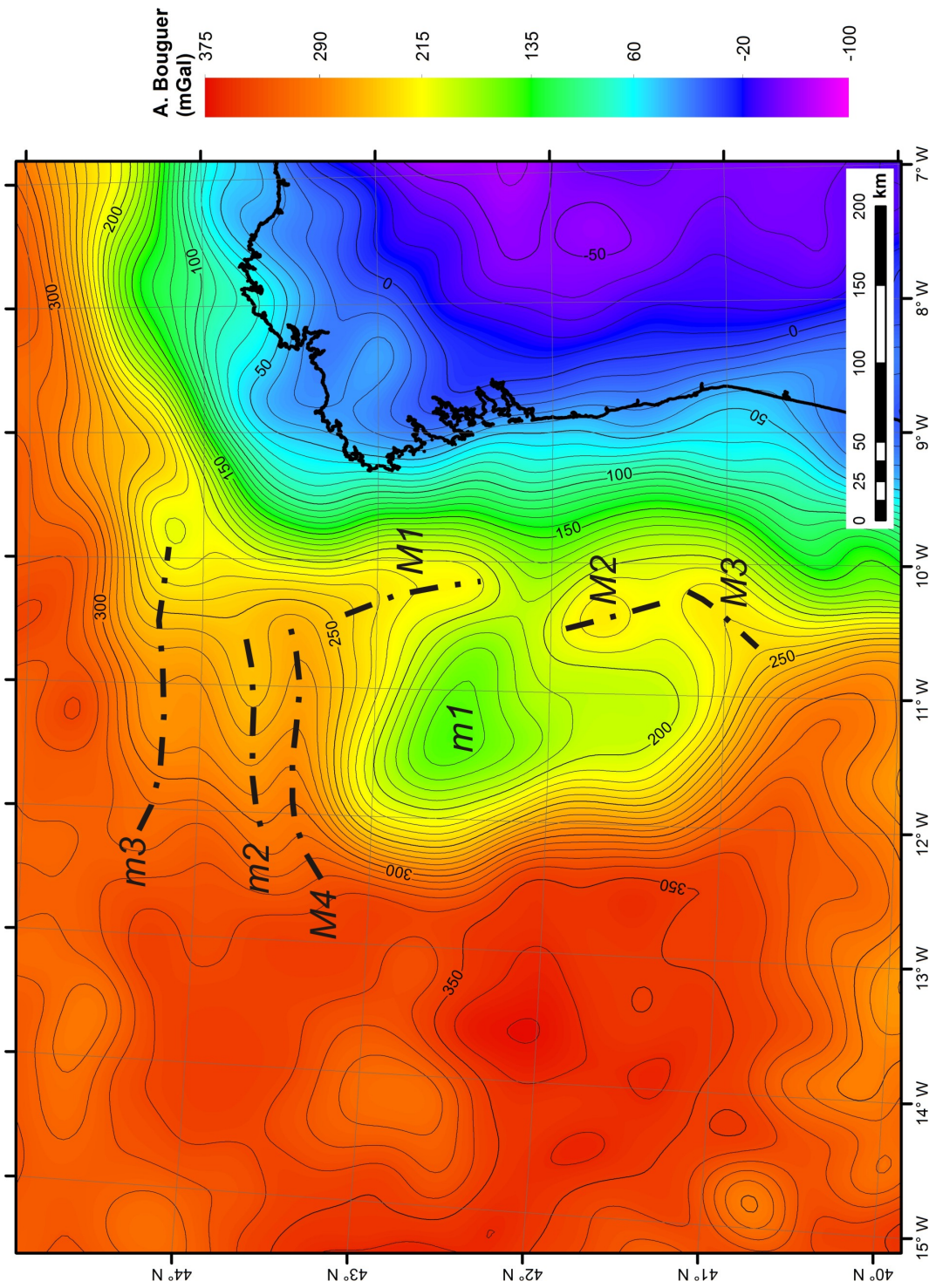
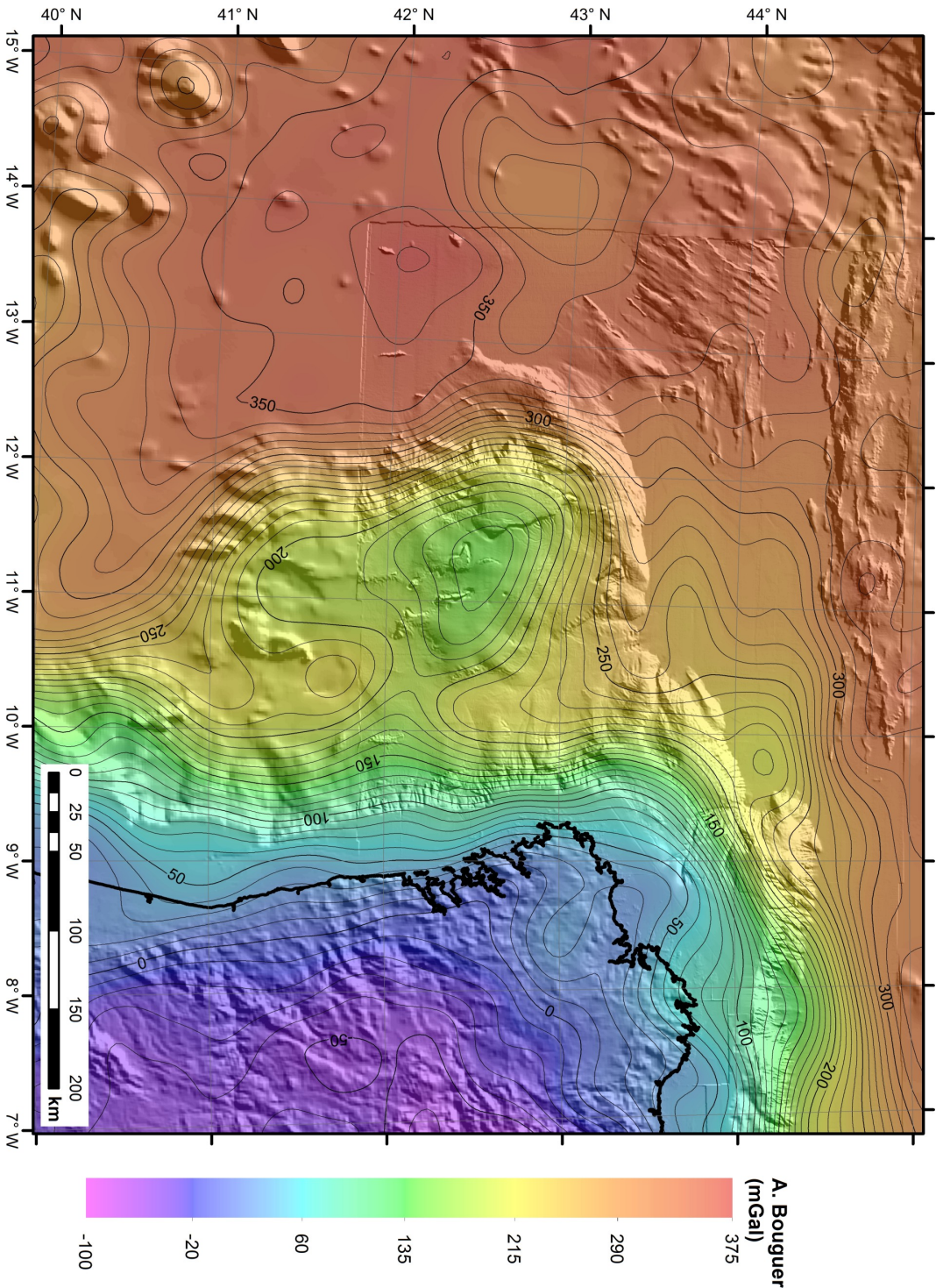


Figura 5.11: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$  km). Contornos cada 10 mGal. Las líneas negras de trazos y puntos indican la posición de ejes de máximos relativos ( $M$ ) y mínimos relativos ( $m$ ).

Figura 5.12: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda larga (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.





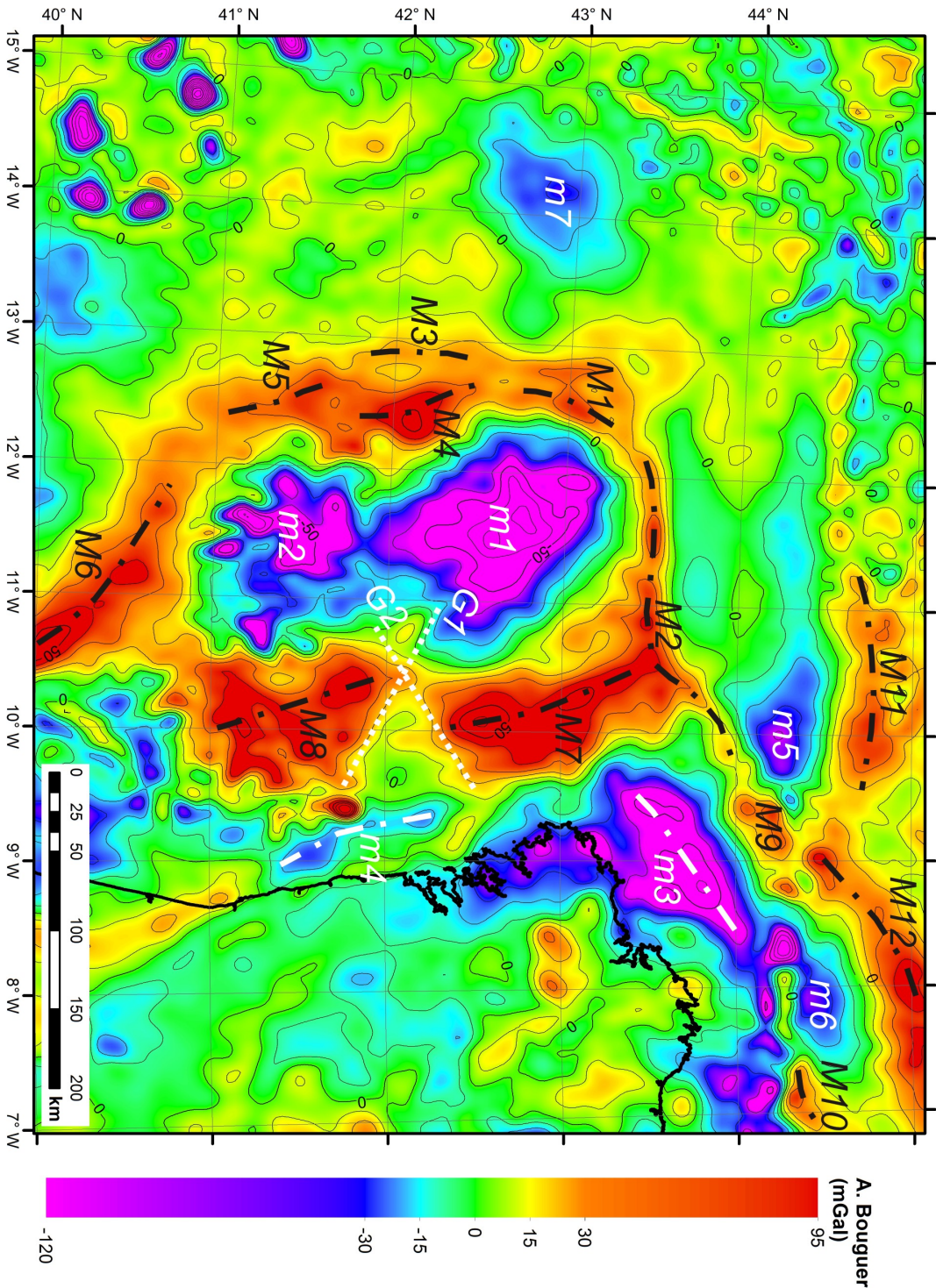
- En la zona de la cuenca Interior de Galicia, destacan dos zonas de máximos relativos alargadas en dirección N-S a NNO-SSE. La situada más al norte (*M7*) tiene una longitud de aproximadamente 150 km y una anchura de hasta 65 km, con una amplitud de más de 50 mGal hacia el sur. La que se localiza más al sur (*M8*) tiene aproximadamente 115 km de largo por 90 km de ancho, y una amplitud de más de 40 mGal. Estas dos zonas de máximos relativos están separadas entre si por dos bandas de gradiente con orientaciones NE-SO y NO-SE (*G1* y *G2*). La banda de máximos relativos *M8* conecta en su extremo suroeste con la localizada sobre la llanura abisal de Iberia (*M6*), mientras que *M7* conecta por el norte con *M2*. *M7* y *M8* pueden estar relacionadas con el adelgazamiento de la corteza continental en la cuenca Interior de Galicia, y el ascenso del manto litosférico por debajo de ésta en una región relativamente estrecha, dando como resultado una anomalía de longitud de onda media. El eje *M7* está relativamente desplazado hacia el este respecto al eje morfológico de la cuenca, lo que podría estar relacionado con cierta asimetría en el ascenso de manto litosférico bajo esta parte de la cuenca.
- Hacia el noroeste de Galicia, en la zona de plataformas marginales, se identifica el máximo relativo *M9*, alargado en dirección NE-SO y con una amplitud de más de 20 mGal, que tiene cierta continuidad con el eje de máximos relativos *M2* descrito antes y podría relacionarse de nuevo con un engrosamiento y levantamiento de la corteza oceánica en el pie del talud continental. Más hacia el este, se observa un pequeño eje de máximos relativos (*M10*) que probablemente se prolonga más allá del límite de la zona de estudio. En este caso, los valores relativamente elevados pueden deberse a la presencia de una zona de exhumación de manto litosférico en la llanura abisal de Vizcaya.
- Hacia el norte de la zona de estudio, sobre la llanura abisal de Vizcaya, se identifican dos ejes de máximos relativos con orientación E-O (*M11*) a ENE-OSO (*M12*). Pueden estar relacionados con una ligera deformación de la corteza oceánica.

En cuanto a los mínimos relativos que se observan en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media, llaman la atención:

- El gran mínimo relativo *m1* localizado en la región de bancos submarinos, sobre el conjunto formado por el banco de Galicia y los pequeños altos estructurales que lo rodean. Es ligeramente alargado en dirección NO-SE, con una anchura media de 120 km y un amplitud de hasta -70 mGal, y se estrecha ligeramente hacia el noroeste. Hacia el sur tiene continuación con el mínimo relativo *m2*, localizado sobre los bancos submarinos de Vasco de Gama y Vigo. Tanto *m1* como *m2*, se pueden relacionar con el mayor grosor relativo de la corteza continental en esta zona, y con una cobertera sedimentaria relativamente potente en algunos puntos.
- Frente a la costa noroeste de Galicia se localiza el eje de mínimos relativos *m3*, alargado en dirección NE-SO (paralelo a la costa), y localizado sobre la plataforma continental y parte de las plataformas marginales que se encuentran en el talud superior. Tiene longitud aproximada de 150 km y una anchura media de 50 km, con una amplitud de hasta menos de -50 mGal. Estos mínimos gravimétricos se relacionan con la presencia, en la zona de las plataformas marginales, de varias cuencas tipo *graben* en las que hay un espesor de sedimentos es grande (hasta 3 s de TTWT) y que han sido invertidas y elevadas durante la etapa compresiva del Cenozoico (Murillas *et al.*, 1990) [221].
- También en la zona donde se localiza la cuenca de Oporto es posible identificar una alineación de mínimos relativos (*m4*), debidos a la presencia de un depocentro en esta zona del margen que ha quedado relativamente elevada en la plataforma continental.
- Al noroeste y norte de Galicia se localizan otros dos mínimos relativos muy marcados (*m5* y *m6*), situados sobre la llanura abisal y lateralmente relacionados con *M11* y *M12*. Por su relación lateral con los máximos relativos mencionados, podrían estar debidos a la presencia de depocentros de la cobertera sedimentaria, situados por delante del frente compresivo; estos depocentros sedimentarios se identifican en el mapa de isocronas del intervalo Paleoceno-Eoceno realizado por Grimaud *et al.* (1982) [132] (Figura 2.39).



Figura 5.13: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda media (150 km  $> \lambda > 33$  km). Contornos cada 10 mGal. Las líneas negras de trazos y puntos indican alineaciones de máximos relativos ( $M$ ) y las blancas alineaciones de mínimos relativos ( $m$ ). Las líneas blancas de puntos indican zonas de gradiente gravimétrico ( $G$ ) descritas en el texto.





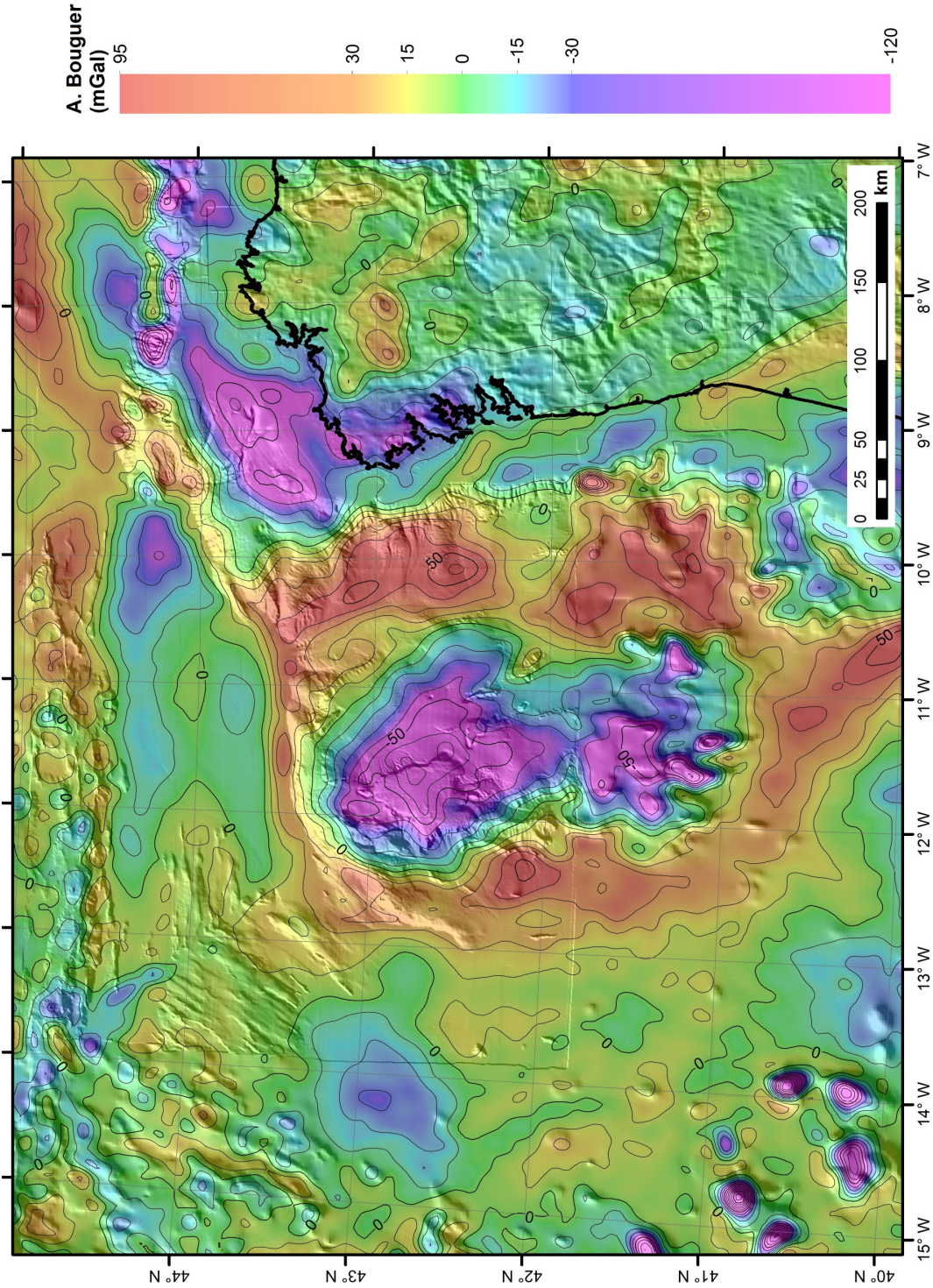


Figura 5.14: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda media (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.

- El mínimo relativo  $m7$  se localiza en la llanura abisal de Iberia al oeste de la región de bancos submarinos y al sur de los montes de Coruña. Probablemente se relacione con un depocentro sedimentario.
- Hacia la esquina suroeste de la zona de estudio se localizan varios mínimos relativos de morfología circular y pequeño diámetro (menos de 40 km) y de gran amplitud (hasta -90 mGal). Están directamente relacionados con los relieves de los montes submarinos de fábrica oceánica presentes en la zona, que suponen un engrosamiento de la corteza.

En las llanuras abisales, fuera de las zonas de máximos y mínimos relativos descritos, el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media muestra anomalías más o menos circunscritas y alineadas sobre las zonas donde se encuentran los montes de La Coruña y Charcot, que se relacionan con la fábrica oceánica.

El mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media hace resaltar el aspecto compartimentado del margen continental. En general, al sur de los  $42^{\circ} 30' N$  se observa una predominancia de las direcciones N-S a NNO-SSE en las alineaciones de máximos y mínimos relativos, que son intersectadas por varias bandas de gradientes alargadas según las direcciones NO-SE y NE-SO. Éstas son las direcciones estructurales preferentes de la fábrica normal relacionada con el *rift* mesozoico, además de la de los desgarres de direcciones NO-SE y NE-SO, como las que se observan, por ejemplo, en  $G1$  y  $G2$ , o en el suave gradiente que separa  $m1$  y  $m2$  y el que separa  $m1$  y  $M7$ . Esta segmentación que se observa al oeste de Galicia en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media es acorde con la estructura del margen descrita, entre otros, por Boillot y Malod (1988) [40], Murillas *et al.* (1990) [221] y Malod *et al.* (1993) [184]. Entre los gradientes de orientaciones NE-SO y NO-SE las relaciones de corte parecen variables.

#### **Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ )**

En el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda corta (Figuras 5.15 y 5.16) se identifican alineaciones estrechas de máximos y mínimos relativos, siguiendo las orientaciones estructurales preferentes descritas en el margen. Al sur de la latitud  $41^{\circ} 20' N$  predominan los ejes en dirección NE-SO, mientras que hacia el norte se observa, especialmente en la región de bancos submarinos, interferencia entre las alineaciones en dirección NNO-SSE a N-S, las NE-SO y las NO-SE.

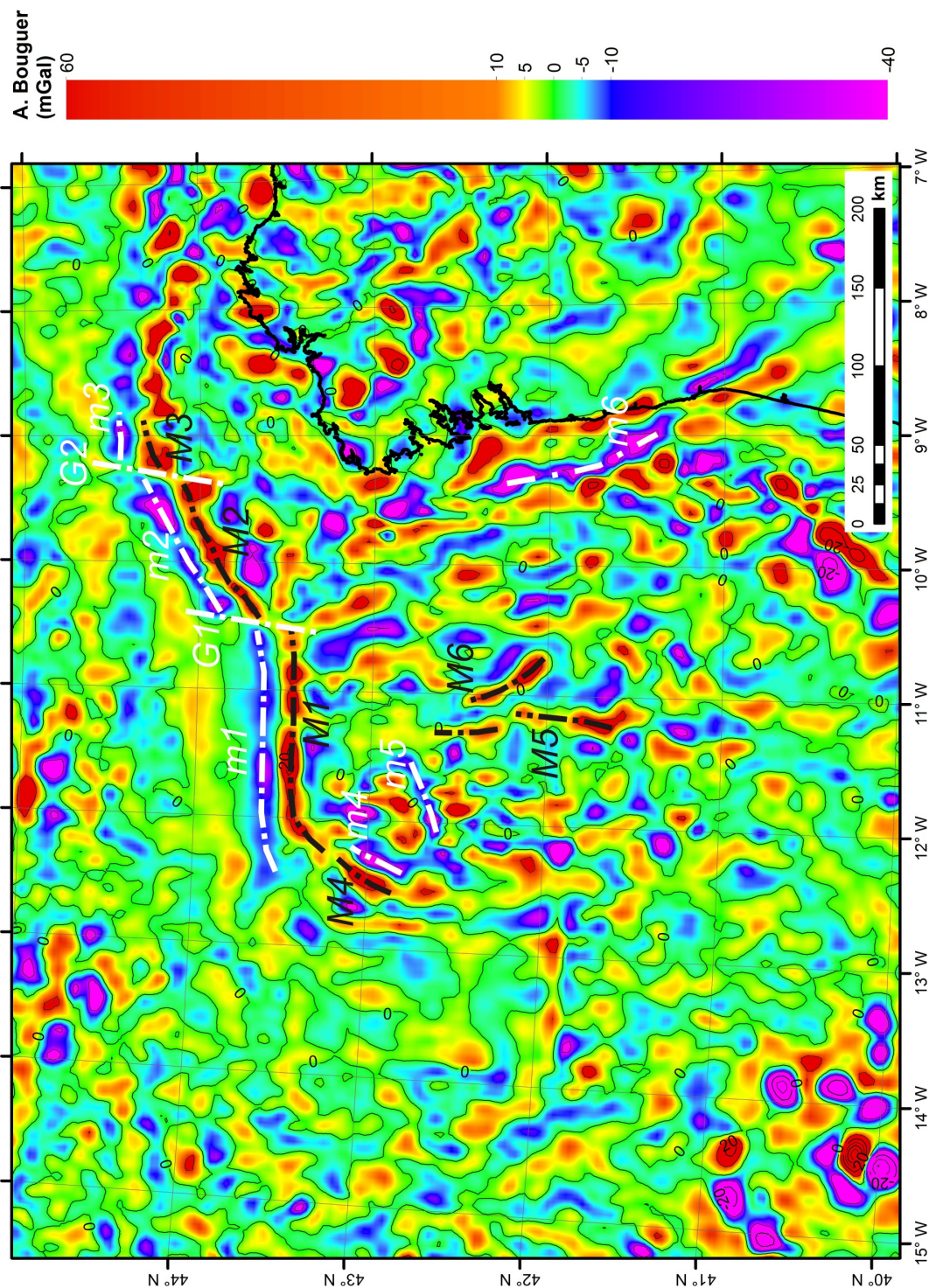
A continuación, destacamos algunas de las anomalías que se pueden identificar en este mapa (etiquetadas en la Figura 5.15), pero no describiremos cada anomalía del mapa con detalle, puesto que el objetivo del análisis gravimétrico realizado en este trabajo de investigación es la caracterización de la estructura profunda, y no a nivel de la corteza superior, que es con la que se relacionan en general estas anomalías de menor longitud de onda.

Destacan los ejes de máximos relativos que bordean el margen continental muy próximos al pie del talud al noroeste y norte de la región de bancos submarinos ( $M1$ ), siguiendo al norte de la cuenca Interior de Galicia y al pie de las plataformas marginales al noroeste de Galicia ( $M2$ ), y con menos continuidad hacia el margen norte ( $M3$ ). De forma paralela y un poco más al norte, en asociación con estas alineaciones de máximos relativos, se observan sendos ejes de mínimos relativos ( $m1 - m3$ ). Este cinturón de máximos y mínimos relativos parece estar relacionado con el frente compresivo, donde se produce un engrosamiento de la corteza que da lugar a los máximos relativos, y una serie de depresiones del basamento y acumulaciones sedimentarias al pie de ese frente compresivo, que se relacionan con los mínimos relativos identificados. Destacan también los gradientes de dirección NNE-SSO ( $G1$  y  $G2$ ) que interrumpen la continuidad entre los pares de máximo-mínimo  $M1-m1 - M3-m3$ , y que pueden estar relacionados con la presencia de estructuras de desgarre que generan ese desplazamiento lateral.

En la región de bancos submarinos se observa también una buena correlación entre los máximos relativos y los altos estructurales (por ejemplo,  $M4-M6$ ), y entre los mínimos relativos y los depocentros sedimentarios (por ejemplo,  $m4$ , relacionado con el depocentro identificado en el línea sísmica transversal ERGAP.B17, Figura 5.4), incluso cuando éstos se localizan en el techo de un alto estructural como en el caso del banco de Galicia ( $m5$ ).

Al igual que en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media, se observa un marcado eje de mínimos relativos alargado en dirección NNO-SSE localizado sobre la cuenca de Porto ( $m6$ ).

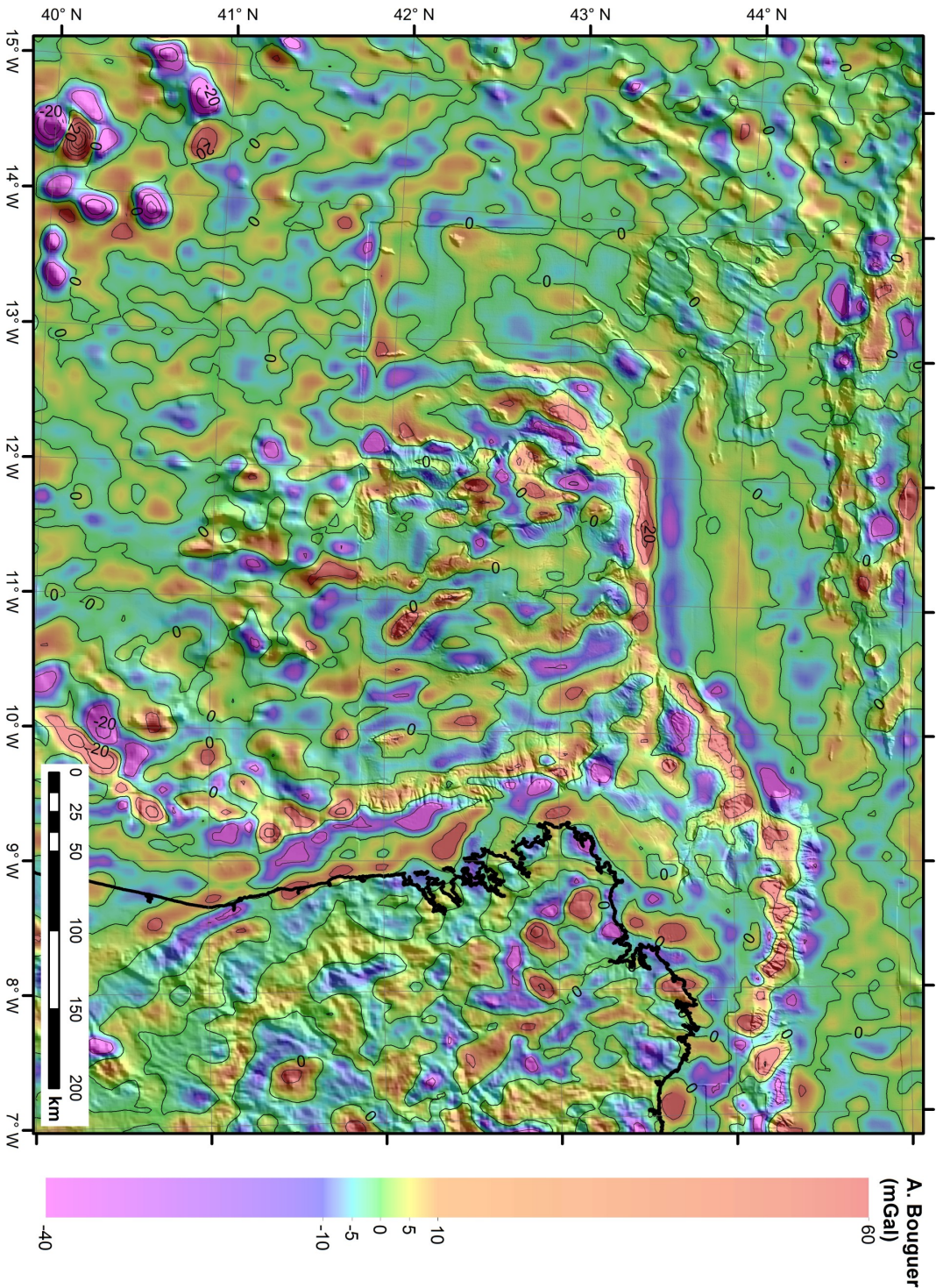




**Figura 5.15:** Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ ). Contornos cada  $10 \text{ mGal}$ . Las líneas negras de trazos y puntos indican alineaciones de máximos relativos ( $M$ ) y las blancas alineaciones de mínimos relativos ( $m$ ). Las líneas blancas de puntos indican zonas de gradiente gravimétrico ( $G'$ ) descritas en el texto.



Figura 5.16: Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer de longitud de onda corta (color), sobre el modelo digital de elevaciones (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.



### 5.1.3. Aplicación del método de deconvolución de Euler

La aplicación del método de deconvolución de Euler, con los parámetros que se describen en la sección 4.3.7, ha dado como resultado una gran cantidad de soluciones, más o menos agrupadas. Tras el análisis de los resultados obtenidos, se ha decidido mostrar únicamente las soluciones de localización de estructuras obtenidas para un índice estructural igual a cero, que corresponden a saltos laterales finitos, es decir, cambios laterales de densidad (Reid *et al.*, 1990) [250].

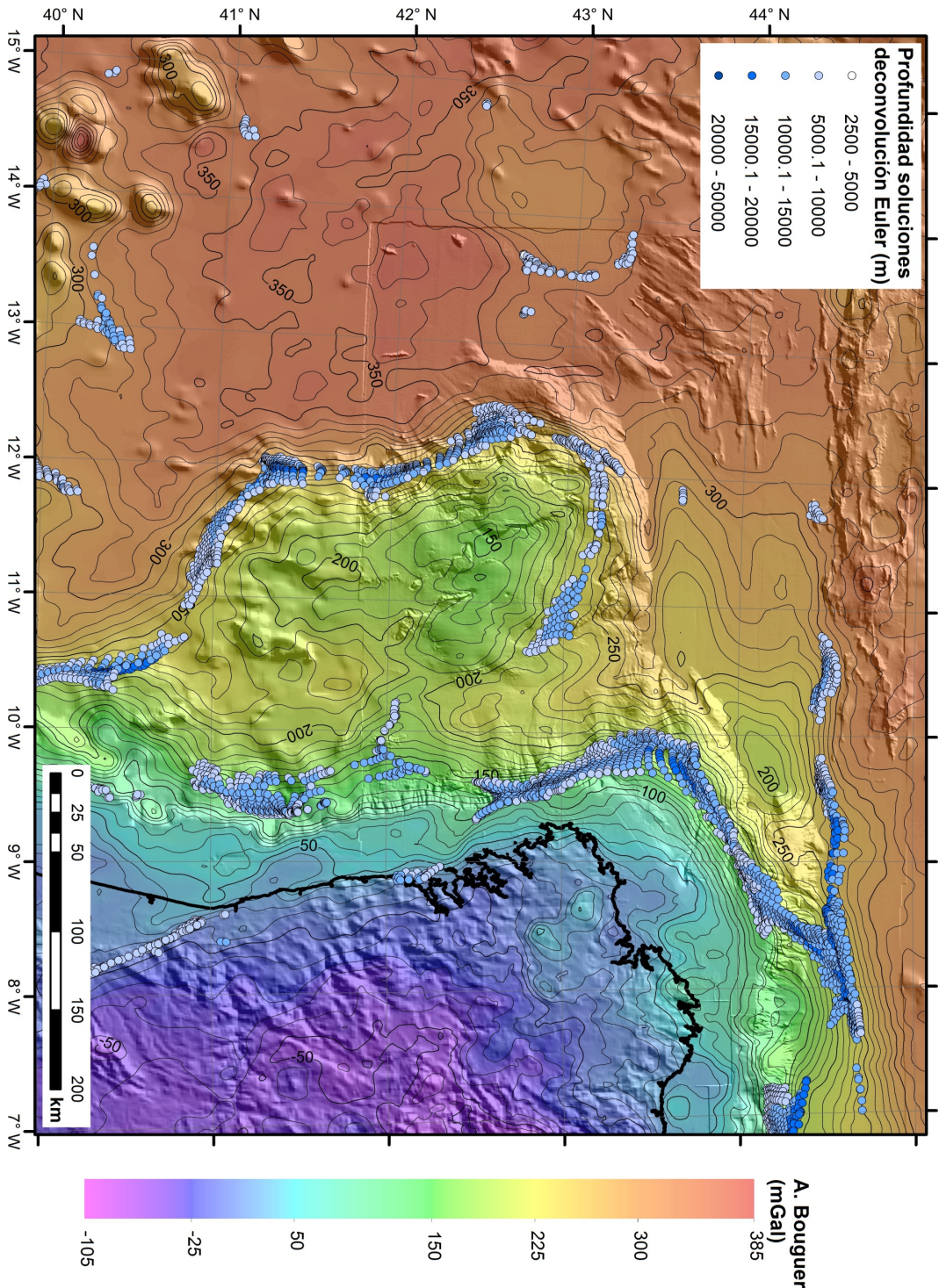
Las agrupaciones o racimos de soluciones obtenidas para la malla de anomalía de Bouguer, tras ser convenientemente filtradas (Cuadro 4.2), se muestran en la Figura 5.17. A primera vista, parece que la cantidad de racimos de soluciones no es muy abundante. En general, marcan los gradientes de anomalía de Bouguer más pronunciados, alineándose en direcciones coherentes con las de la fábrica estructural. En el margen oeste, las agrupaciones de soluciones parecen coincidir de forma aproximada con la transición entre la zona de corteza continental adelgazada, con valores de anomalía de Bouguer por debajo de 250 mGal, y la zona de hiperextensión y exhumación del manto subcontinental (valores de anomalía de Bouguer por encima de 250 mGal). No hay soluciones de Euler asociadas a la transición hacia la corteza oceánica normal, ni tampoco marcando el límite occidental de la cuenca Interior de Galicia, lo que puede deberse a que esta transición no se produzca de forma neta, sino de manera progresiva. El límite entre la plataforma continental y la cuenca Interior de Galicia sí que ofrece algunos racimos de soluciones, pero con mayor dispersión hacia el sur. En la región de bancos submarinos, al noreste del banco de Galicia, se localiza otra agrupación de soluciones alineadas en dirección NO-SE. En el margen noroeste y norte de Galicia, se observa una banda de soluciones sobre la zona de las plataformas marginales, en el talud continental y con dirección ENE-OSO, siguiendo aproximadamente el contorno de 200 mGal. Más al norte, las agrupaciones de localizan sobre el contorno de 250 mGal, bordeando por el norte los mínimos gravimétricos se parecen estar relacionados con la presencia de depocentros sedimentarios sobre la corteza oceánica (*m5* y *m6*, Figura 5.13). Uniendo estas dos últimas bandas de soluciones descritas, se identifica un racimo con orientación NE-SO, cruzando desde las plataformas marginales hasta la llanura abisal de Vizcaya.

Con la intención de obtener más localizaciones de estructuras por medio del método de deconvolución de Euler, y especialmente en relación con contrastes laterales de densidad en niveles corticales, se ha decidido aplicar esta metodología también sobre la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media. El resultado se muestra en la Figura 5.18. Las agrupaciones que se obtienen coinciden en algunos casos con las calculadas a partir de la malla de anomalía de Bouguer sin filtrar, marcando aún más ciertos gradientes gravimétricos como el que se localiza en la región de bancos submarinos, al noreste del banco de Galicia, alargado en dirección NO-SE. Aparecen además otros racimos destacables, como el que marca el límite entre la región de bancos submarinos y la cuenca Interior de Galicia en la parte central, así como otro grupo de soluciones alineadas en dirección NO-SE que separa las dos zonas de anomalía gravimétrica asociadas al adelgazamiento de la corteza y el ascenso del manto litosférico bajo la cuenca Interior de Galicia. En la llanura abisal de Iberia, al sur de la región de bancos submarinos, un racimo de soluciones alineado en dirección NO-SE se localiza en el límite entre la anomalía positiva asociada con la zona de exhumación de manto y las relacionadas con la fábrica oceánica.

Para facilitar la ubicación visual, en relación con los elementos morfológicos del margen continental, de los diferentes grupos de soluciones, en la Figura 5.19 se muestra la totalidad de los resultados obtenidos mediante la aplicación de la metodología descrita: las calculadas a partir de la malla de anomalía de Bouguer, y las de la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media, todas ellas para un índice estructural igual a cero (cambio lateral de densidad neto). En general, parece que la aplicación del método de deconvolución de Euler, con los parámetros que hemos empleado, ayuda en la localización de los límites entre los principales dominios fisiográficos y estructurales descritos en el margen. Así, hacia el margen oeste de Galicia, se marca bien en algunos puntos el tránsito de la corteza continental normal a la corteza continental adelgazada, coincidiendo aproximadamente con el borde de la plataforma continental. También se marca relativamente bien el límite entre la cuenca Interior de Galicia, en su sector norte, y la región de bancos submarinos, y se delinea bien la zona de *necking* de la corteza, donde se produce la transición entre la zona de corteza continental adelgazada y la de hiperextensión y exhumación de manto litosférico. Al noroeste de Galicia la principal agrupación de soluciones de Euler no marca



Figura 5.17: Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler para la malla de anomalía de Bouguer, empleando un índice estructural igual a cero. Las soluciones se muestran codificadas en color según la profundidad, sobre el mapa de anomalía de Bouguer (color) superpuesto al modelo digital de elevaciones del terreno (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.





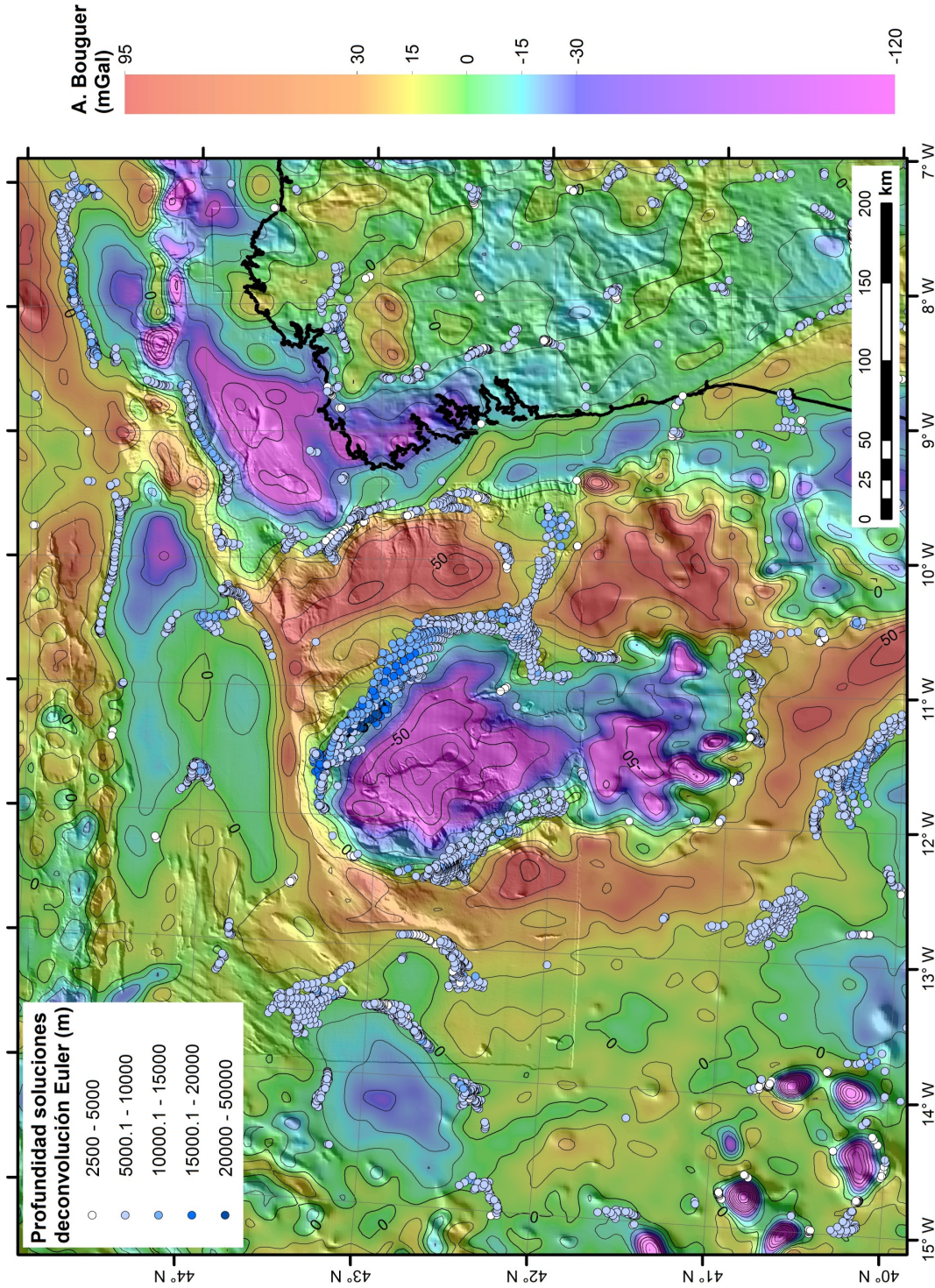


Figura 5.18: Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler para la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media ( $150\text{ km} > \lambda > 33\text{ km}$ ), empleando un índice estructural igual a cero. Las soluciones se muestran codificadas en color según la profundidad, sobre el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media (color) superpuesto al modelo digital de elevaciones del terreno (sombreado, iluminación desde el NO). Contornos cada 10 mGal.



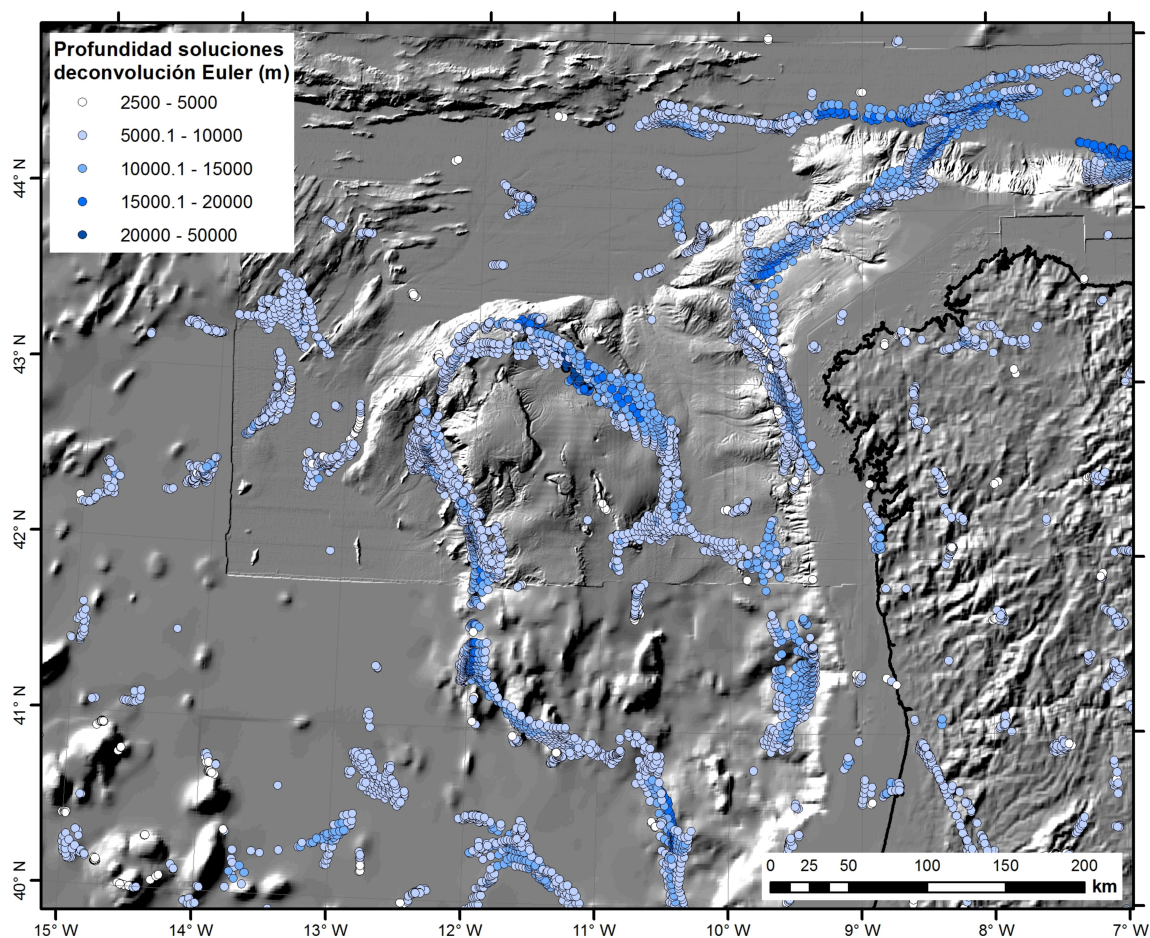


Figura 5.19: Soluciones de la aplicación del método de deconvolución de Euler, para un índice estructural igual a cero, codificadas en color según la profundidad, sobre el modelo de sombras de las elevaciones del terreno, iluminado desde el NO.

un límite entre provincias fisiográficas diferentes, pero sí se sitúa sobre la frontera entre dos de las plataformas marginales. Además de estas agrupaciones, se identifica una banda de soluciones que separa los dos sectores principales de la cuenca Interior de Galicia (alrededor de la latitud 42° N), con dirección NO-SE, que puede estar relacionada con una estructura de herencia hercínica que actuase con componente de desgarre durante el proceso de *rift* mesozoico, aunque generalmente se asume que esta compartimentación del margen se realiza a través de desgarres en dirección NO-SE (Figura 2.15) (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Igualmente, la agrupación de soluciones que aparece al norte de Galicia, cruzando desde las plataformas marginales hasta la llanura abisal de Vizcaya, en dirección NE-SO, es coherente con otra de las direcciones estructurales de herencia hercínica observadas en tierra, y tanto estas estructuras como las de dirección NO-SE, se han observado en tierra como activas bajo el régimen de esfuerzos actual, funcionando con componente de desgarre (Figura 2.24) (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225].

#### 5.1.4. Modelos gravimétricos en 2+3/4D

La selección de la ubicación de los modelos gravimétricos está muy condicionada por la existencia de trabajos sísmicos previos en la literatura, que sirven de apoyo y constricción durante el modelado. Pero, como ya se explicó ya en el introducción de esta memoria (Capítulo ??), y como se ha visto en los antecedentes bibliográficos (Capítulo 2), la mayor parte de los trabajos previos en el margen se han centrado fundamentalmente en el estudio de las estructuras relacionadas con el proceso de *rift* mesozoico, de modo que la gran mayoría de los trabajos de sísmica realizados en el margen han planificado perfiles más o menos en dirección E-O. Sin embargo, el margen continental

de Galicia tiene una elevada complejidad estructural, ya que en él interfieren un margen continental extensivo hacia el oeste con uno que ha sufrido un proceso de inversión tectónica compresiva hacia el norte. Así que para complementar el análisis gravimétrico realizado hasta ahora y tratar de comprender cómo se produce la transición entre ambos tipos de márgenes continentales, se han seleccionado varios perfiles para modelar la distribución de densidades en profundidad, buena parte de ellos de poca extensión y cruzando el frente compresivo desde el flanco noroeste de la región de bancos submarinos, hasta el margen norte de Galicia (Figura 4.19):

- Dos perfiles de gran longitud en dirección E-O, cruzando desde la llanura abisal hasta la plataforma continental y transversales a las estructuras tectónicas y gradientes gravimétricos principales descritos en el margen continental al oeste de Galicia. Se han denominado, de sur a norte, W-E\_1 y W-E\_2. El modelado del perfil W-E\_1 atraviesa la cuenca Interior de Galicia y la región de bancos submarinos (cruzando el techo del banco de Galicia) en dirección transversal a las estructuras principales del *rift* Mesozoico, hasta llegar a la llanura abisal de Iberia; se apoya en su extremo oeste en los datos sísmicos de refracción publicados con anterioridad por otros autores (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996; González *et al.*, 1999) [276, 330, 130] (Figura 2.18), y en la sísmica de reflexión de Murillas *et al.* (1990) , Reston *et al.* (1996) [256] y Ercilla *et al.* (2008) [109] (ver Figuras 2.32 y 2.36). El perfil W-E\_2, trazado más al norte, atraviesa la cuenca Interior de Galicia y la región de bancos submarinos (cruzando el techo del banco de Galicia) en dirección transversal a las estructuras principales del *rift* Mesozoico, cruzando el margen profundo de Galicia y el extremo suroeste del frente compresivo que bordea la región de bancos submarinos por el norte, finalizando en la llanura abisal de Iberia; se apoya fundamentalmente en los trabajos de sísmica de refracción y reflexión de Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [232] (Figura 2.17), y los de sísmica de reflexión realizados por Murillas *et al.* (1990) [221] (Figura 2.16) y Ercilla *et al.* (2008) [109] (ver Figura 2.36).
- Un perfil de gran longitud en dirección N-S, cruzando el margen continental desde la llanura abisal de Vizcaya hasta la parte sur de la llanura abisal de Iberia, atravesando la región de bancos submarinos al este del banco de Galicia. Se ha denominado N-S. Su modelado se apoya parcialmente en la línea sísmica de reflexión y refracción profunda ISE-6 (Clark *et al.*, 2007) [78], coincidente con la mitad sur del perfil, desde la zona central de la región de bancos submarinos hasta la extremo sur en la llanura abisal de Iberia (Figuras 2.32, 2.35 y 2.36).
- Once perfiles en dirección NO-SE a N-S, de menor longitud y localizados en la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica. La localización de tres de ellos coincide exactamente con la de los perfiles sísmicos de reflexión de los que reciben su nombre (ERGAP\_B26, ERGAP\_B31 y ERGAP\_C10.C11), y que han permitido tener un control de la arquitectura del relleno sedimentario y el techo del basamento y de las estructuras que lo afectan. El perfil denominado NO-SE, transversal al flanco noroeste de la región de bancos submarinos, no se localiza exactamente sobre ningún perfil sísmico disponible, pero su trazado es muy próximo al de varios perfiles sísmicos de menor longitud (ERGAP\_B17, ERGAP\_B28 y ERGAP\_30) que han sido utilizados para tener cierto control sobre la estructura de los niveles superiores. El perfil IAM\_12 coincide con la línea sísmica de reflexión y refracción homónima, cuyos resultados fueron publicados por Fernández-Viejo *et al.* (1998) [118]. El resto de perfiles seleccionados no se apoyan en información sísmica, de modo que para su construcción se ha tenido en cuenta los estilos estructurales observados en otros puntos cercanos del margen continental y el conocimiento geológico que se tiene del mismo.

En todos los casos, para ajustar la profundidad del límite entre la corteza y el manto litosférico (Moho), se han empleado los datos disponibles de profundidad de la Moho a partir de las publicaciones de Díaz y Gallart (2009) [85] y de las derivadas del proyecto GEMMA (Reguzzioni y Sampietro, 2015) [249].

La correlación entre densidades y velocidades de ondas sísmicas se ha realizado a partir de las curvas empíricas que relacionan estos parámetros, realizadas por Ludwig *et al.* (1970) [180] (Figura 4.20). Así, en los modelos gravimétricos construidos en este trabajo se han distinguido 10 unidades de diferente densidad (Cuadro 5.1) según las velocidades sísmicas dadas por Córdoba *et al.* (1987), Sibuet *et al.* (1995), Whitmarsh *et al.* (1996) y Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [84, 276, 330, 232].

Cuadro 5.1: Densidades de las unidades empleadas en la construcción de los modelos gravimétricos, expresadas en  $\text{g/cm}^3$ .

<i>Unidad</i>	<i>Densidad (<math>\text{g/cm}^3</math>)</i>
Sedimentos post- <i>rift</i>	2,1
Sedimentos sin- <i>rift</i>	2,4
Corteza continental superior	2,6
Corteza continental inferior	2,85
Corteza oceánica superior	2,8
Corteza oceánica inferior	3,1
Manto serpentizado (grado de alteración elevado)	2,6
Manto serpentizado (grado de alteración medio)	2,8
Manto serpentizado (grado de alteración bajo)	3,15
Manto	3,3

Se han distinguido dos unidades de sedimentos de diferente densidad. La de mayor densidad se corresponde aproximadamente con los cuerpos sedimentarios sin-*rift*, o con sedimentos que se asume que tiene un mayor grado de litificación al encontrarse en la base de una columna sedimentaria potente. La unidad de sedimentos de menor densidad se relacionaría con sedimentos post-*rift*. También se han diferenciado tres unidades de manto serpentizado con diferentes densidades, que se relacionarían con un grado de alteración hidrotermal que es mayor cuanto más cerca se encuentre el manto respecto a la superficie.

La extensión transversal (a lo largo del eje Y) de los cuerpos se ha prolongado perpendicularmente al menos 50 km en los cuerpos corticales, y en función de la extensión lateral de las anomalías asociadas a los cuerpos sedimentarios de menor tamaño como, por ejemplo, los *semigraben* presentes en la cuenca Interior de Galicia.

Durante el proceso seguido para realizar el ajuste de los modelos, en primer lugar se ha modelado la profundidad de la Moho de acuerdo con la información disponible sobre la misma (Díaz y Gallart, 2009; Reguzzioni y Sampietro, 2015) [85, 249]; el modelado de la Moho permite ajustar las longitudes de onda mayores presentes en los perfiles de anomalía de Bouguer. A continuación, se han introducido los espesores corticales y de cobertera sedimentaria conocidos, a partir de los modelos sísmicos ya citados, con las densidades calculadas para cada nivel. Posteriormente, se realizó el modelado del resto de los elementos hasta conseguir un ajuste muy aproximado de la anomalía de Bouguer calculada con la observada, con un error acumulado de menos de 1,5 mGal en todos los modelos.

La descripción de los modelos se va a realizar siguiendo un orden según su localización, de sur a norte y del oeste a este (ver la situación de los perfiles en la Figura 4.19).

### Modelo W-E\_1

Este modelo atraviesa la totalidad del margen continental al oeste de Galicia, de oeste a este, cruzando las estructuras tectónicas principales del *rift* mesozoico desde la llanura abisal de Iberia hasta la plataforma continental. Está localizado al sur de la región de bancos submarinos, en una zona donde en principio no se han encontrado grandes indicios de inversión tectónica alpina de las estructuras mesozoicas (Figura 4.19).

La curva de anomalía de Bouguer observada en el perfil gravimétrico oscila entre valores mínimos inferiores a 120 mGal y valores máximos por encima de 360 mGal (Figura 5.20). A grandes rasgos, partiendo desde el extremo occidental del perfil (distancia 0 km) y hasta los 105 km de distancia, la curva es bastante estable entre los 320 mGal y 370 mGal, con variaciones de pequeña longitud de onda. Desde los 105 km hasta los 175 km, los valores de anomalía de Bouguer decrecen paulatinamente, con una pequeña inflexión a la altura del kilómetro 130. Hacia el este en el perfil se suceden un mínimo y un máximo relativos, ambos con una longitud de onda de 80 km y amplitud de 40 mGal aproximadamente; el mínimo relativo se localiza sobre el extremo sur de la región de bancos submarinos y el máximo relativo en la cuenca Interior de Galicia. Al este de la cuenca Interior de Galicia los valores de anomalía de Bouguer van decreciendo para aproximarse a los habituales de la corteza continental normal (por debajo de 100 mGal).



El modelo de densidades propuesto muestra un adelgazamiento considerable en la cuenca Interior de Galicia, que acumula un espesor elevado de sedimentos, con depocentros que superan los 5 km. La Moho bajo la cuenca Interior de Galicia se llega a localizar a una profundidad mínima de 16 km, en un ascenso con una morfología bastante simétrica que es responsable del máximo relativo de anomalía de Bouguer que se observa en la cuenca. Hacia la región de bancos submarinos la corteza continental se encuentra relativamente más gruesa que en los dominios adyacentes, con la Moho a una profundidad de hasta 22 km, y una acumulación de sedimentos menor que la que se observa en la cuenca Interior de Galicia. El ascenso gradual de los valores de anomalía de Bouguer hacia los típicos de la corteza oceánica (por encima de 300 mGal), se relaciona en el modelo con el adelgazamiento extremo de la corteza continental en general y con la delaminación de la corteza continental inferior, que llega a desaparecer. Entre los 68 km y los 119 km de distancia, se ha modelado un basamento de elevada densidad, correspondiente a manto exhumado y serpentizado, sobre el que se apoyan bloques de corteza continental superior, e incluso sedimentos; este manto alterado se observa como una elevación en forma de cresta en el límite con las unidades de corteza oceánica. La profundidad mínima de la Moho se ha modelado en esta zona a poco más de 10 km bajo el kilómetro 119 de distancia. El modelado de la estructura de la transición entre la corteza continental y la oceánica, a través de una zona de hiperextensión, la desaparición de la corteza continental inferior y exhumación de manto litosférico, se ajusta a las observaciones y los modelos sísmicos coincidentes elaborados por otros autores (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996) [276, 330] (Figura 2.18). En esta zona de transición, los valores de anomalía de Bouguer son muy elevados, y estables dentro del rango de valores asociados a la corteza oceánica normal, de modo que la utilización de los modelos sísmicos ha sido esencial como control en el modelado gravimétrico.

La morfología de la corteza continental superior es coherente con una deformación frágil de la misma, mientras que la corteza continental inferior presenta una geometría compatible con una adelgazamiento de tipo dúctil. Esta deformación frágil de la corteza continental superior, dejando pequeñas subcuencas sedimentarias, tiene como respuesta las anomalías de pequeña longitud de onda que se superponen a las de media y larga longitud de onda en el perfil de anomalía de Bouguer. La estructura de la corteza continental es en general bastante simétrica en la cuenca Interior de Galicia, y asimétrica al oeste de la región de bancos submarinos.

### Modelo W-E\_2

El segundo de los modelos de gran longitud transversales al margen está trazado al norte del anterior, cruzando, de oeste a este, la llanura abisal de Iberia, el extremo suroeste del flanco compresivo de la región de bancos submarinos, el margen profundo de Galicia, el techo del banco de Galicia, la región de bancos submarinos y la cuenca Interior de Galicia, hasta la plataforma (Figura 4.19).

La curva de anomalía de Bouguer en este caso oscila entre valores mínimos de algo más de 90 mGal y máximos de casi 360 mGal (Figura 5.20). La curva de anomalía de Bouguer es, a grandes rasgos, bastante parecida a la observada en el modelo W-E\_1. Comienza al oeste con los valores máximos relativamente estables entre 330 mGal y 360 mGal, hasta una distancia de 107 km, con un máximo y un mínimo relativo, ambos de longitud de onda media (40 km) y una amplitud de unos 10 mGal, centrados respectivamente en los kilómetros 20 y 60 del perfil. Sobre el kilómetro 93, donde se observa la emersión continental en el perfil batimétrico, se encuentra un pequeño máximo relativo de corta longitud de onda, a partir del cual los valores de anomalía de Bouguer comienzan a decrecer, con una inflexión en la curva a partir de los 107 km. A partir de este punto y hasta aproximadamente 260 km, se localiza un mínimo relativo, hasta valores de 150 mGal, de longitud de onda larga (más de 120 km), seguido de un nuevo máximo relativo localizado sobre el área de la cuenca Interior de Galicia, con una longitud de onda de unos 100 km y una amplitud de hasta 60 mGal. Hacia el extremo proximal del perfil los valores de anomalía de Bouguer decrecen de manera bastante constante hacia los habituales de la corteza continental normal (<100 mGal).

En este caso, se observa un gran adelgazamiento de la corteza continental en el área de la cuenca Interior de Galicia, aún mayor que el modelado sobre el perfil anteriormente descrito. En este caso la Moho se localiza a una profundidad mínima de poco más de 12 km bajo la cuenca Interior de Galicia, de acuerdo con lo observado por Pérez-Gussinyé *et al.* (2003) [232] (Figura 2.17), y el espesor de sedimentos observado es similar al del modelo anterior, con depocentros de hasta 5 km.

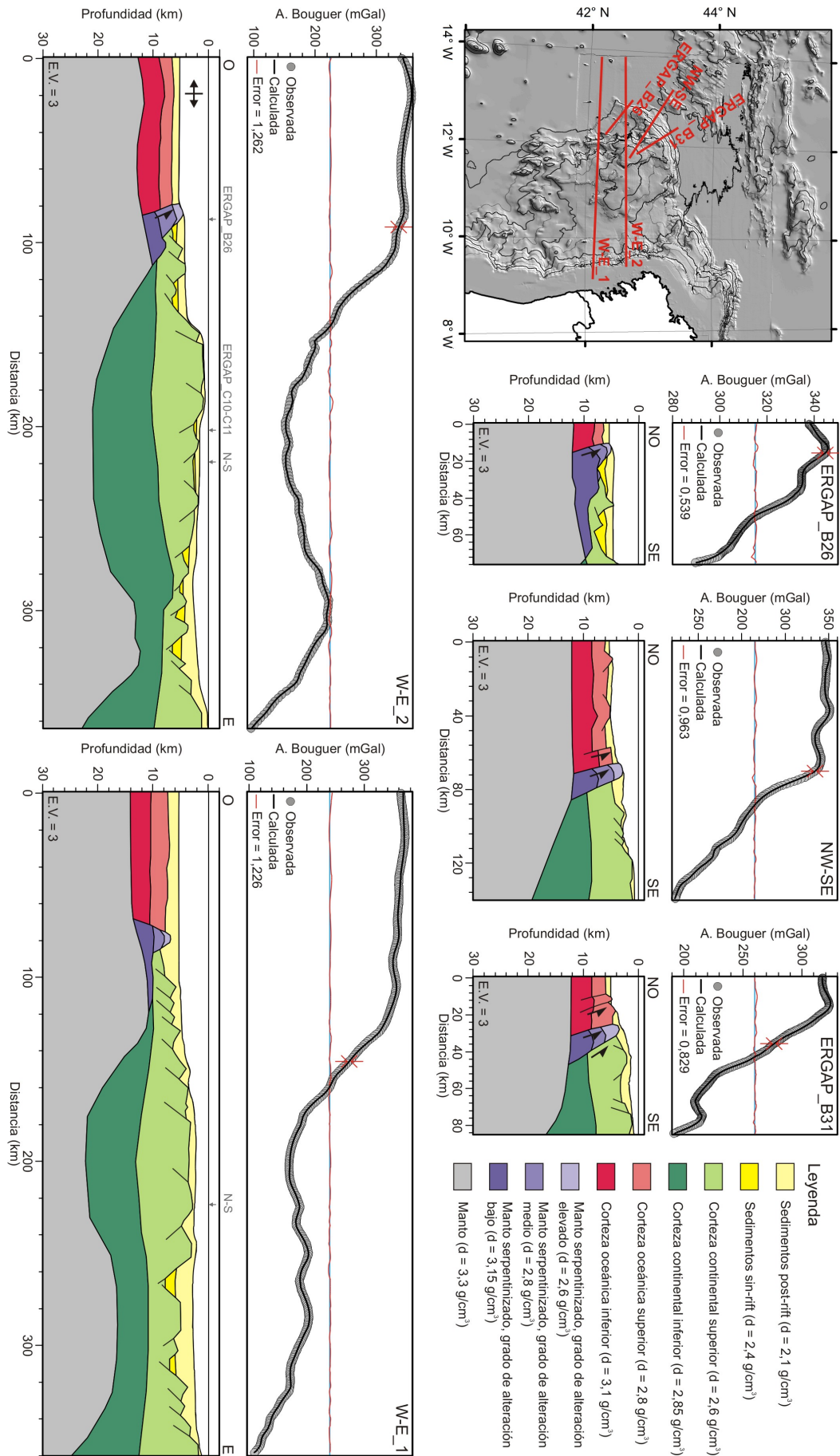


Figura 5.20: Modelos gravimétricos del margen continental del oeste de Galicia.

La zona donde se encuentra la Moho a profundidades mínimas en la cuenca Interior de Galicia no coincide con el punto de mayor profundidad de la cuenca en el perfil batimétrico, y la morfología del ascenso del manto en esta región es más asimétrica que como se observaba en el modelo W-E\_1. En la región de bancos submarinos el espesor de sedimentos es pequeño, desapareciendo en algunos puntos del techo del banco de Galicia. Bajo la región de bancos submarinos, la Moho se ha modelado con una profundidad máxima de 21 km, ligeramente descentrada (unos 25 km) respecto la cota mínima del relieve, localizada en el banco de Galicia. El ascenso de los valores de anomalía de Bouguer desde la zona de bancos submarinos hacia la corteza oceánica normal se produce en una zona más estrecha que en el modelo anterior (entre las distancias de 85 km y 138 km), con un gradiente más pronunciado. En este caso se modelado también un adelgazamiento extremo de la corteza continental y la desaparición de la corteza continental inferior, con la presencia de una masa equiparable a manto exhumado y serpentizado bajo los bloques de corteza continental superior entre el kilómetro 85 y el kilómetro 112. Este cuerpo de manto alterado se observa como una elevación en forma de cresta antes del límite con los bloques de corteza oceánica, que llegaría a aflorar en el fondo oceánico. En este caso la zona de hiperextensión de la corteza continental es más estrecha que en el modelo anterior, realizado más al sur. Además, el contacto entre la cresta de manto serpentizado y la corteza oceánica se ha modelado como un contacto mecánico a través de una estructura inversa, puesto que otros autores con anterioridad han cartografiado hasta este punto el alcance de las estructuras compresivas alpinas (Groupe Galice, 1979; Boillot *et al.*, 1979; 1988; 1995; Grimaud *et al.*, 1982; Boillot y Malod, 1988; Vázquez *et al.*, 2008) [133, 29, 34, 28, 132, 40, 312] (Figura 2.12), y es algo coherente con lo observado un poco más al sur en la línea ERGAP\_B24 (Figura 5.1) y algo más al norte en la línea sísmica ERGAP\_B26 (Figura 5.2). Para ajustar mejor el modelo sobre la zona de manto alterado, también ha sido necesario introducir una morfología convexa hacia arriba en el cuerpo de manto exhumado justo antes de la elevación de la cresta; esta morfología podría estar relacionada también con la deformación compresiva.

De nuevo, la morfología de la corteza continental en este modelo es coherente con una deformación frágil de la corteza superior y dúctil en la inferior. La deformación frágil de la corteza superior da lugar a pequeñas cuencas sedimentarias con las que se asocian las anomalías de menor longitud de onda, superpuestas a las de larga y media longitud de onda, que se relacionan con la estructura descrita más arriba. A grandes rasgos, la estructura de la corteza continental es bastante simétrica en la cuenca Interior de Galicia y asimétrica hacia el oeste del banco de Galicia.

### Modelo ERGAP\_B26

Este modelo gravimétrico se ha realizado a partir de un perfil coincidente con la línea sísmica de reflexión ERGAP\_B26, descrita en la sección 5.1.1 (Figura 5.2). Se trata por tanto de perfil más corto que los empleados en los otros dos anteriores, y cruza en dirección NO-SE desde la llanura abisal de Iberia hasta el extremo oriental del margen profundo de Galicia, al suroeste del banco de Galicia (Figura 4.19). Es transversal por tanto a las estructuras compresivas en esta parte del margen y oblicuo a las estructuras relacionadas con el proceso de extensión del Cretácico inferior.

La anomalía de Bouguer en este perfil oscila entre 290 mGal y 345 mGal (Figura 5.20). Comienza al oeste con un máximo relativo de al menos 8 mGal de amplitud y 25 km de longitud de onda. A partir del kilómetro 25, hay una estabilización de los valores de anomalía de Bouguer en 335 mGal hasta aproximadamente el kilómetro 35, a partir del cual los valores empiezan a decrecer en un gradiente relativamente constante hacia el extremo sureste del perfil, con alguna ligera inflexión.

La mayor parte de este modelo cruza transversalmente la zona del margen profundo de Galicia, donde se localiza la hiperextensión continental y la exhumación y alteración del manto litosférico. Para poder ajustar el modelo tras introducir la arquitectura de los niveles superiores que se observa en la línea sísmica ERGAP\_B26 (Figura 5.2), ha sido necesario modelar un cuerpo de manto serpentizado que aflora en forma de cresta al pie del talud. El máximo relativo de anomalía del Bouguer que se observa al principio del perfil (en el lado noroeste) está relacionada con esta cresta de peridotitas. El contacto entre el cuerpo de manto serpentizado y la corteza oceánica se ha modelado con una estructura compresiva, acorde con lo observado en la línea sísmica coincidente, y en modelo anterior, que corta esta estructura 5,5 km más al sur. El segmento del perfil gravimétrico en que se observan valores estables alrededor de 355 mGal, a lo largo de 10 km, antes del descenso de los valores de anomalía, se relaciona con una morfología plana en el techo de la unidad de manto alterado, en una zona donde éste se encuentra relativamente engrosado. Este engrosamiento puede

estar debido también a la presencia de alguna falla inversa. En este caso, apenas se ha modelado corteza continental inferior, que está presente hacia el sureste del modelo.

### Modelo NW-SE

El siguiente modelo, al noreste del anterior, comienza en la llanura abisal de Iberia, cruzando un relieve positivo de fábrica oceánica y el frente compresivo al noroeste de la región de bancos submarinos, para finalizar en el techo del banco de Galicia (Figura 4.19). Es transversal a las estructuras compresivas pirenaicas, y también a la fábrica oceánica y las principales estructuras extensivas en esta parte del margen. Coincide en su extremo noroeste con el comienzo de la línea de sísmica de reflexión ERGAP\_B28 (Figura 5.3), y la mitad proximal del perfil es subparalela a la línea ERGAP\_B17, a 8 km al suroeste (Figura 5.4).

El perfil de anomalía de Bouguer oscila entre valores de algo menos de 225 mGal y 350 mGal (Figura 5.20). Hacia el noroeste la curva presenta valores bastante estables entorno a los 345 mGal, con dos pequeños máximos relativos de longitud de onda inferior a 20 km y unos 5 mGal de amplitud, a 8 km y 37 km del origen del perfil. Más hacia el sureste y hasta el kilómetro 69, los valores medios descienden ligeramente para rondar los 335 mGal, con un mínimo relativo de 20 km de longitud de onda y 7 mGal de amplitud en el kilómetro 52, seguido de un máximo relativo de longitud de onda y amplitud similares sobre el kilómetro 63. A partir de los 69 km desde el origen del perfil, los valores de anomalía de Bouguer descienden de manera bastante constante, con una ligera inflexión en la curva en el kilómetro 84, encontrando un gradiente más suave hacia el sureste.

En los modelos anteriormente descritos, la transición entre los valores de anomalía de Bouguer relacionados con corteza continental y la estabilización de los mismos en un rango propio de corteza oceánica normal, se da a través de una zona más o menos ancha, con valores de anomalía de Bouguer muy elevados, pero algo menores aún que los que se relacionan con la corteza oceánica, seguido de un gradiente pronunciado relacionado con el adelgazamiento de la corteza continental y la somerización del manto. En este caso, esa transición se da en una franja más estrecha, pasando prácticamente de los valores del dominio oceánico al gradiente que marca el límite con los valores correspondientes a la corteza continental, lo que indica que la zona de exhumación de manto en este caso es muy reducida. En el modelo se ha concretado con la presencia de una cresta de peridotita serpentinizada, pero sin una mayor extensión de este cuerpo hacia la base y por debajo de la corteza continental adelgazada, a diferencia de lo interpretado en los casos anteriores. La corteza continental también presenta una estructura diferente en relación con los modelos anteriores y, aunque se ha modelado una cierta delaminación de la corteza continental inferior, el espesor total de la corteza es necesariamente mayor, con la base a más de 10 km de profundidad. Además, hemos considerado la necesidad de conservar un cierto espesor de corteza continental inferior (con un mínimo de 3 km), que se encuentra yuxtapuesta a la cesta de peridotitas; la corteza continental superior ya no se muestra con un adelgazamiento extremo y con bloques individualizados con un elevado grado de basculamiento, sino que tiene un espesor relativamente constante de unos 6 km. La inflexión en el gradiente de anomalía de Bouguer que se observa sobre el kilómetro 87, se ha relacionado con una presencia de un depocentro de unos 3 km de espesor de sedimentos, que tendría continuidad con el observado en el perfil sísmico ERGAP\_B17 (Figura 5.4). Para poder ajustar el pequeño máximo relativo localizado en a 63 km del origen del perfil, se ha modelado un engrosamiento de la corteza oceánica por medio de una estructura inversa, que es coherente con lo observado al suroeste en el perfil sísmico ERGAP\_B28 (Figura 5.3). Más hacia el noroeste, se ha modelado una deformación compresiva de la corteza oceánica para poder ajustar las variaciones de longitud de onda menor, y que también es consistente con lo observado en el perfil ERGAP\_B28.

### Modelo ERGAP\_B31

Este modelo gravimétrico se localiza coincidente con la línea sísmica homónima descrita en la sección 5.1.1 (Figura 5.5). Comienza en la llanura abisal de Vizcaya y cruza el frente compresivo al noroeste de la región de bancos submarinos, terminando en el techo del banco de Galicia. Al igual que el modelo NW-SE, es transversal a la fábrica oceánica y a las estructuras pirenaicas, así como a las principales estructuras extensivas mesozoicas que afectan al margen en esta región.

Los valores de anomalía de Bouguer varían entre 192 mGal y 323 mGal (Figura 5.20). Hacia el noroeste la curva comienza con valores relativamente estables entorno a los 315 mGal, con

un máximo relativo de corta longitud de onda (20 km) y 6 mGal de amplitud localizado a 25 km desde el inicio del perfil. A partir de este punto hacia el sureste, los valores de anomalía de Bouguer decrecen con un gradiente bastante constante, con una ligera inflexión en la curva en el kilómetro 58 del perfil. Sobre el kilómetro 75 se localiza un máximo relativo de unos 20 km de longitud de onda y 5 mGal de amplitud.

Al igual que en el modelo NW-SE, la transición entre el basamento continental y el oceánico es estrecha, y en ella se ha modelado una cresta de peridotitas serpentinizada sin la presencia de un cuerpo de manto alterado en la base de la corteza continental. La corteza continental inferior se adelgaza hacia el noroeste pero conserva cierto espesor (más de 3 km) en las proximidades del cuerpo de peridotitas. La corteza continental superior presenta un espesor relativamente constante de unos 6 km. Hacia el noroeste desde la cresta de peridotitas, se localiza la corteza oceánica que, acorde con lo observado en la línea sísmica ERGAP\_B31 (Figura 5.5), se encontraría elevada por medio de varias estructuras inversas y aflorando hacia el pie del talud.

### Modelo ERGAP\_C10\_C11

En este caso, el perfil gravimétrico extraído para el modelado tiene dirección NNO-SSE, y se localiza muy próximo al trazado de los perfiles sísmicos ERGAP\_C10 y ERGAP\_C11 (Figura 5.6), con los que coincide en algunos puntos (Figuras 4.19 y 4.23). Comienza en la llanura abisal de Vizcaya al norte del banco de Galicia, cruzando el frente compresivo y parte de la región de bancos submarinos al este del banco de Galicia.

El perfil de anomalía de Bouguer varía entre 148 mGal y 308 mGal (Figura 5.21). La curva comienza al NNO con un máximo de 30 km de longitud de onda y unos 20 mGal de amplitud, centrado en el kilómetro 16. A partir de este máximo y hacia el SSE, los valores de anomalía de Bouguer descienden con un gradiente muy constante, sólo con ligeras variaciones debidas a anomalías de corta longitud de onda.

A diferencia de los modelos anteriores, en este caso no ha sido necesario modelar un cuerpo con una densidad afín a un origen mantélico en la transición entre la corteza continental y la oceánica. El espesor de la corteza continental modelada es bastante constante, alrededor de los 16 km, entre el kilómetro 106 y el extremo SSE. Desde el kilómetro 106 hasta el comienzo de la corteza oceánica (a 27 km desde el origen del perfil), hay un adelgazamiento del conjunto de la corteza continental, es asumido fundamentalmente por la corteza inferior. La corteza continental superior se ha modelado con un cierto engrosamiento en las proximidades del contacto con la corteza oceánica, y el contacto con la corteza oceánica se realiza a través de una estructura inversa. Para ajustar el máximo localizado sobre el kilómetro 16 del perfil, ha sido necesario modelar un engrosamiento de la corteza oceánica a través de una estructura inversa, lo que hace que aflore en el pie del talud, acorde con lo observado en el perfil sísmico ERGAP\_C10 (Figura 5.6).

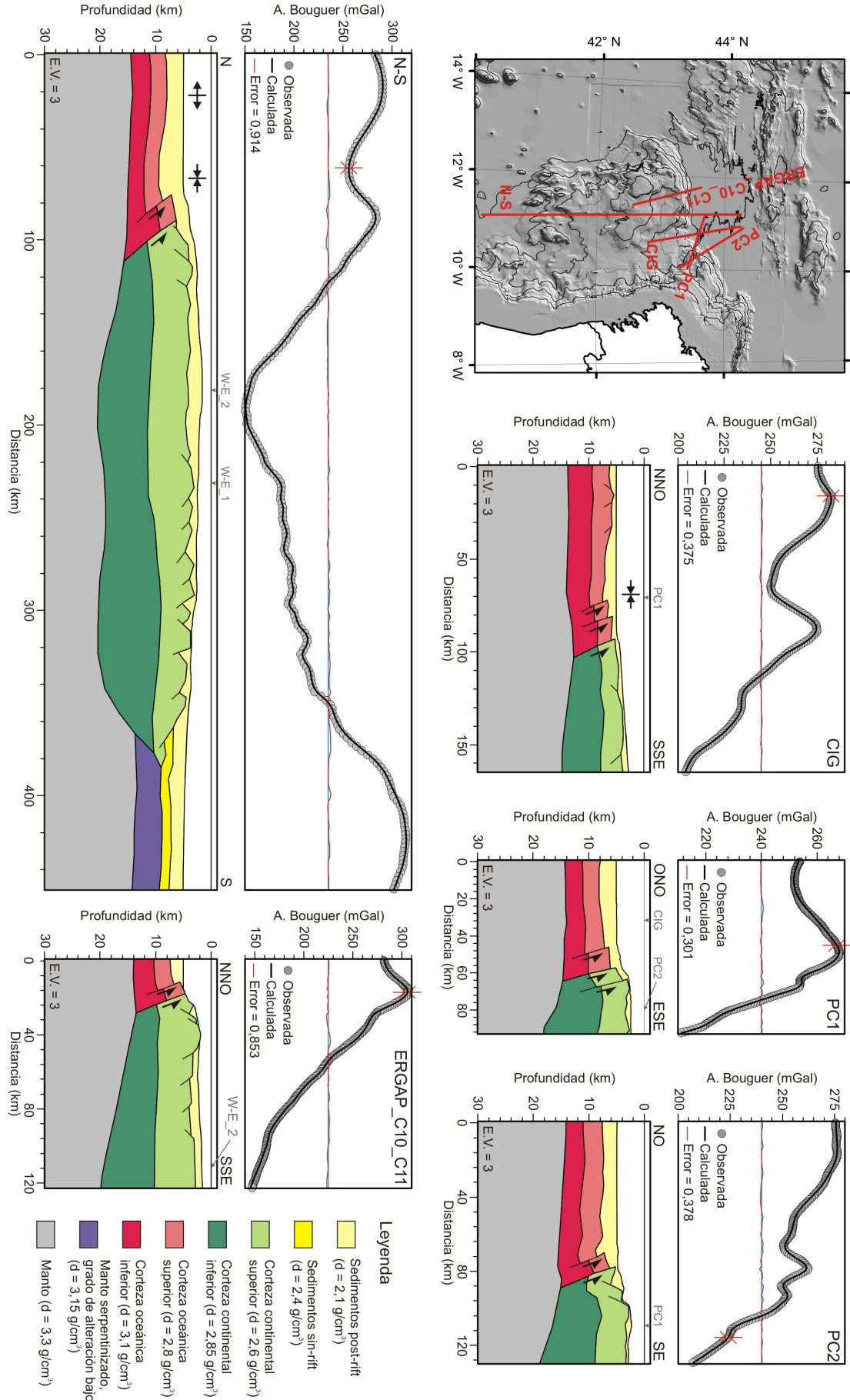
### Modelo N-S

Para la realización de este modelo de gran longitud, se ha seleccionado un perfil gravimétrico que cruza desde la llanura abisal de Vizcaya al norte, atravesando la región de bancos submarinos al este del banco de Galicia, hasta la llanura abisal de Iberia al sur (Figura 4.19). Coincide en su trazado, desde el sur de la región de bancos submarinos hasta el final sobre la llanura abisal de Iberia, con la línea sísmica de reflexión y refracción profunda ISE-9 (Clark *et al.*, 2007) [78] (Figura 2.35).

Los valores de anomalía de Bouguer varían entre 150 mGal y 313 mGal en el perfil extraído (Figura 5.21). Desde el extremo norte del perfil hasta el kilómetro 107, los valores de anomalía de Bouguer oscilan entre los 257 mGal y los 290 mGal, con variaciones de longitud de onda media: dos máximos relativos centrados en 18 km y 87 km, y un mínimo relativo sobre el kilómetro 63. A partir de los 87 km, los valores de anomalía de Bouguer descienden de forma regular hacia el sur, sólo con suaves inflexiones en la curva, hasta el kilómetro 192, donde se encuentra el mínimo de 150 mGal. Más hacia el sur desde este punto, los valores de anomalía de Bouguer aumentan en una serie de escalones (máximos y mínimos relativos de corta longitud de onda) hasta llegar al kilómetro 375, donde se observa una inflexión en la curva y los valores de anomalía de Bouguer aumentan en un gradiente constante hasta los 383 km. A partir de este punto y hasta el extremo sur del perfil, los valores de anomalía de Bouguer varían entre 292 mGal y 313 mGal, con un máximo de longitud



Figura 5.21: Modelos gravimétricos del margen continental del oeste y noroeste de Galicia.



de onda media (60 km aproximadamente) centrado en 420 km. En líneas generales, se observa que la transición entre la zona de valores mínimos localizada sobre la región de bancos submarinos y los valores máximos de anomalía de Bouguer localizados sobre las llanuras abisales, son diferentes al norte y al sur en el perfil gravimétrico. Hacia el norte, la transición se realiza con un gradiente bastante constante y pronunciado, mientras que hacia el sur el gradiente es mucho más suave y escalonado.

La corteza continental modelada presenta diferencias sustanciales al norte y al sur de los 240 km. Hacia el norte de este punto, el espesor de la corteza continental superior y el de la inferior son bastante parecidos, con la Moho a una profundidad máxima de algo más de 20 km en el punto donde los valores de anomalía de Bouguer son mínimos (ligeramente al sur de la zona de mínima batimetría). Hacia el sur, en cambio, para mantener la profundidad de la Moho observada por Clark *et al.* (2007) [78] sobre el perfil ISE-9 (Figura 2.35), de hasta 20 km en el kilómetro 320 del modelo, ha sido necesario modelar una corteza inferior mucho más gruesa (hasta cerca de 12 km de grosor) que la corteza continental superior (5 km de espesor medio). En la mitad sur del modelo, el escalonamiento en el gradiente gravimétrico hacia los valores máximos de la llanura abisal de Iberia se relaciona con el mayor grosor de la corteza continental inferior en algunos puntos, que se deformaría dúctilmente, y con la abundancia de bloques de corteza continental superior fallados y basculados hacia el sur. A partir de los 340 km y hacia el sur, la corteza continental inferior comenzaría a adelgazarse de forma extrema hasta delaminarse por completo alrededor del kilómetro 370 del perfil. La corteza continental superior también se adelgazaría de forma extrema en este punto, dando como resultado una base de la corteza hiperextendida a menos de 10 km de profundidad. Hacia el sur, sobre la llanura abisal de Iberia, ha sido necesario modelar una corteza anómala de elevada densidad, con la Moho a una profundidad media de 14 km. Esta corteza anómala de alta densidad podría corresponderse con material del manto exhumado y serpentizado, equivalente al identificado más al noroeste en los modelos W-E.1, W-E.2 y ERGAP\_B26, en el margen profundo de Galicia y similar a la corteza anómala modelada por Sánchez de la Muela (2014) [284] en un perfil transversal. En la mitad norte del modelo, el gradiente constante y más abrupto hacia los valores propios de la corteza oceánica normal, se ha relacionado con un adelgazamiento de la corteza continental inferior y un ascenso progresivo del manto. Al igual que en el modelo ERGAP\_C10.C11, el adelgazamiento se asume fundamentalmente por delaminación de la corteza inferior, que se presenta con un espesor mínimo de algo más de 4 km en las proximidades del contacto con la corteza oceánica (la corteza superior de nuevo conserva un espesor relativamente constante de unos 6 km). La transición con el basamento oceánico se ha modelado como un contacto neto a través de una estructura inversa, acorde con lo observado en los perfiles sísmicos descritos antes y que se localizan más al oeste en esta región. El máximo relativo de longitud de onda media localizado sobre el talud en el kilómetro 87 del modelo, se ha relacionado con un engrosamiento de la corteza oceánica por medio de una estructura inversa (similar a lo observado en los modelos antes descritos, más al oeste). Hacia el norte de esta estructura inversa, la corteza oceánica se flexionaría dando lugar a un sinclinal cortical asociado al frente de cabalgamiento, sobre el que se encontraría una acumulación mayor de sedimentos, como una pequeña cuenca de antepaís, seguido de un anticlinal más al norte. Este plegamiento de la corteza oceánica se relaciona con el par de máximo-mínimo relativo de longitud de onda media observados al comienzo del perfil por el extremo norte.

### Modelo CIG

El perfil gravimétrico extraído en este caso se localiza a aproximadamente 35 km al este del modelo anterior. Se ha trazado con dirección NNO-SSE, desde la llanura abisal de Vizcaya hasta la cuenca Interior de Galicia, cruzando la zona de emersión continental que conecta la cuenca proximal con la llanura abisal (Figura 4.19).

Los valores del anomalía de Bouguer varían entre 204 mGal, hacia el NNO del perfil, y 283 mGal, en el extremo SSE (Figura 5.21). Desde el origen del perfil hasta los 102 km, se suceden tres anomalías de longitud de onda media: un máximo de 35 km de longitud de onda y unos 7 mGal de amplitud, seguido de un mínimo relativo de 35 km de longitud de onda y 15 mGal de amplitud y un máximo relativo más estrecho, de unos 25 km de longitud de onda y cerca de 15 mGal de amplitud. Hacia el SSE desde el kilómetro 102 del perfil, los valores de anomalía de Bouguer descienden con un gradiente relativamente constante, con ligeras variaciones de corta longitud de onda.

Al construir el modelo de densidades, para ajustar las anomalías gravimétricas de longitud de onda larga ha sido necesario modelar una Moho anormalmente somera (a menos de 15 km de profundidad en el extremo SSE del modelo) en comparación con lo que se observa en los perfiles gravimétricos próximos (ver modelos N-S y PB2 en la Figura 5.21), pero coherente con el ascenso de este límite que se observa en la cuenca Interior de Galicia (véanse el modelo W-E\_2 en la Figura 5.20 y su descripción en el texto, más arriba). La profundidad mínima a la que se ha modelado la Moho es de algo menos de 13 km, en la transición entre los cuerpos de corteza continental y los de corteza oceánica, y se presenta a una profundidad bastante constante de 14 km bajo ésta última. La corteza continental en este caso se presenta con un espesor mayor en su nivel inferior que en el superior, algo acorde también con lo modelado en el caso del perfil W-E\_2. El adelgazamiento de la corteza continental hacia el NNO se ha modelado como una disminución del espesor en el nivel inferior y un ascenso progresivo de la Moho, que daría lugar al gradiente constante que se observa en los valores de anomalía de Bouguer entre el kilómetro 102 y el kilómetro 150 del perfil. Además, para ajustar el modelo ha sido necesario incluir una ligera deformación de la corteza continental inferior de forma acoplada con la superior, sin un adelgazamiento extremo previo a la transición con la corteza oceánica. Esta transición se ha modelado en forma de estructura inversa, localizada a 100 km del comienzo del perfil. Hacia el NNO de este punto, el máximo relativo centrado en el kilómetro 88 del perfil se ha ajustado modelando un engrosamiento de la corteza oceánica a través de dos estructuras inversas. El mínimo y el máximo de longitud de onda media que lo suceden hacia el NNO se han ajustado en el modelo con una ligera flexión de la corteza oceánica, similar a la que se observa más al oeste en el modelo N-S (Figura 5.21).

### Modelo PC1

Este modelo se ha realizado sobre un perfil de dirección ONO-ESE, cruzando desde la llanura abisal de Vizcaya hasta el sector suroeste de la plataforma marginal de Castro. Cruza el modelo anterior y es transversal a varias lineaciones de dirección NNE-SSO observadas en el modelo digital de elevaciones y que pueden tener un origen estructural (Figura 4.19).

En el perfil de anomalía de Bouguer observada los valores varían entre 215 mGal y 268 mGal (Figura 5.21). El valor máximo se alcanza sobre una anomalía de unos 30 km de longitud de onda y 9 mGal de amplitud, seguida hacia el oeste-noroeste de un mínimo relativo de similares características y, hacia el ESE, de un gradiente relativamente constante hacia los valores de anomalía de Bouguer mínimos, más propios de la corteza continental. A este gradiente se superpone una pequeña anomalía positiva de corta longitud de onda (unos 8 km) y menos de 4 mGal de amplitud, generando un pequeño escalón en el mismo sobre el kilómetro 67 del perfil.

El modelo de densidades realizado muestra una profundidad de la Moho relativamente constante bajo la corteza oceánica, a unos 14 km de profundidad, aumentando bajo la corteza continental de forma progresiva, hasta los 18 km en el extremo ESE. La corteza continental se ha modelado de nuevo con un espesor relativamente mayor en el nivel inferior que en el superior, y ambas se deforman acopladamente. El gradiente hacia los valores oceánicos de anomalía de Bouguer se ha relacionado con un adelgazamiento de la corteza continental inferior y la somerización de la Moho desde el extremo ESE del perfil hasta el kilómetro 64. En este punto se da paso a la corteza oceánica hacia el oeste-noroeste, y sobre ella se ha modelado un cuerpo de sedimentos de hasta 3 km de espesor. Para ajustar el pequeño máximo relativo localizado a 67 km del origen del perfil, ha sido necesario modelar un engrosamiento de la corteza continental a través de una estructura inversa.

### Modelo PC2

En este caso se ha seleccionado un perfil en dirección NO-SE cruzando, como en el caso anterior, desde la llanura abisal de Vizcaya hasta el sector suroeste de la plataforma marginal de Castro (Figura 4.19). Es transversal a las estructuras del frente compresivo en esta parte del margen, y corta el modelo anterior hacia el sureste.

Los valores de anomalía de Bouguer observados en el perfil varían entre 207 mGal y 277 mGal (Figura 5.21). Comienza al noroeste con los valores máximos estables hasta el kilómetro 20, a partir del cual se observa un descenso suave de los mismos hasta aproximadamente el kilómetro 52. A partir de este punto y hasta los 88 km del perfil, se suceden varios máximos y mínimos relativos, de entre los que destaca un máximo relativo de longitud de onda media (15 km) y casi 10 mGal de

amplitud, sobre el kilómetro 80 desde el inicio del perfil. Desde este punto hasta el extremo sureste del perfil se observa un gradiente gravimétrico un poco más pronunciado que el identificado en la mitad noroeste del perfil, y con algunas variaciones de longitud de onda corta.

El modelo de densidades realizado muestra una superficie de la Moho bastante regular, que se encuentra a 19 km de profundidad en el extremo sureste, bajo la corteza continental, somerizándose de forma progresiva por medio del adelgazamiento de la corteza continental inferior, hasta el contacto con la corteza oceánica en el a 90 km del inicio del perfil. A partir de este punto, la Moho desciende suavemente hacia el NO hasta situarse próxima a los 14 km. Esta somerización progresiva de la Moho se relaciona con los gradientes gravimétricos relativamente constantes que se observan en el perfil. Separando ambos gradientes se encuentran los máximos y mínimos relativos asociados a la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica. Como en casos anteriores, esta transición se produce por medio de una estructura inversa entre ambos tipos de corteza, y otra estructura inversa que engrosa la corteza oceánica dando como respuesta el máximo relativo de anomalía de Bouguer centrado en el kilómetro 80 del perfil. Los mínimos relativos de corta longitud de onda a ambos lados de este máximo relativo se han modelado como pequeños depocentros asociados, en el caso de mínimo hacia el sureste, con un bloque de corteza continental basculado hacia el noroeste y, en el caso del mínimo hacia el noroeste, al mayor espesor de sedimentos sobre el bloque de muro al pie del frente compresivo, sobre un sinclinal de la corteza oceánica. El engrosamiento de la corteza oceánica a través de una estructura inversa tendría también un reflejo morfológico en el fondo oceánico, dando lugar a un relieve positivo al pie del talud. La corteza continental inferior y la superior se deforman acopladamente, y la corteza continental superior mantiene su espesor a lo largo del perfil.

### Modelo PM1

El perfil gravimétrico seleccionado para la realización de este modelo tiene orientación NO-SE, es prácticamente paralelo al del modelo PC2 que se acaba de describir, situándose aproximadamente 20 km al noreste de este último. Al igual que en el caso anterior, es transversal a las estructuras del frente compresivo descritas en esta parte del margen continental. Comienza su trazado en la llanura abisal de Vizcaya y atraviesa la plataforma marginal de castro en su sector central, para terminar sobre la plataforma marginal de Pardo Bazán (Figura 4.19).

La curva de anomalía de Bouguer que se observa en este perfil varía entre 134 mGal al sureste y 272 mGal al noroeste del mismo (Figura 5.22). En líneas generales, muestra un gradiente bastante constante y ligeramente convexo, y destaca la presencia de un mínimo y de un máximo relativos de longitud de onda media hacia el centro del perfil. El mínimo relativo se localiza a 62 km del origen del perfil, tiene una longitud de onda de unos 25 km y una amplitud aproximada de 5 mGal. Junto a él y hacia el sureste se localiza el máximo relativo, centrado en el kilómetro 86, con una longitud de onda de unos 20 km y una amplitud de 10 mGal. También son reseñables dos máximos relativos de poca amplitud y longitud de onda media que se superponen a la tendencia regional entre aproximadamente el kilómetro 10 y el 50 y entre el kilómetro 90 y el 120.

El modelo de densidades muestra una Moho con una morfología muy suave, ligeramente convexa, a una profundidad máxima de algo más de 19 km al sureste y próxima a los 14 km al noroeste. Esta morfología de la Moho es responsable del gradiente general de la curva gravimétrica. La proporción entre los espesores de la corteza continental e inferior se conserva bastante a lo largo del perfil, con un adelgazamiento general de ambas hacia el noroeste, deformándose de manera acoplada. Bajo la el relieve de la plataforma marginal de Castro se ha modelado un ligero engrosamiento de la corteza continental a través de una estructura inversa, para ajustar el máximo relativo de pequeña amplitud entre el kilómetro 90 y el 120 del perfil. El máximo relativo de 10 mGal de amplitud localizado a 86 km del inicio del perfil se ha relacionado con el contacto entre la corteza continental y la oceánica, modelada, al igual que en casos anteriores como una estructura inversa en el contacto entre ambos tipos de cortezas, y otra estructura inversa que engrosaría la corteza oceánica al pie del talud, también con respuesta morfológica en el fondo oceánico. Al pie de esta estructura compresiva y hasta el kilómetro 50, se ha modelado una depresión de la cuenca oceánica y un aumento del espesor sedimentario, como una pequeña cuenca de antepaís, que da como respuesta el mínimo gravimétrico centrado a 62 km del inicio del perfil. Para acomodar el máximo relativo de pequeña amplitud que se observa sobre la llanura abisal de Vizcaya entre los kilómetros 10 y 50 del perfil, se ha modelado una suave flexión antiformal de la corteza oceánica.

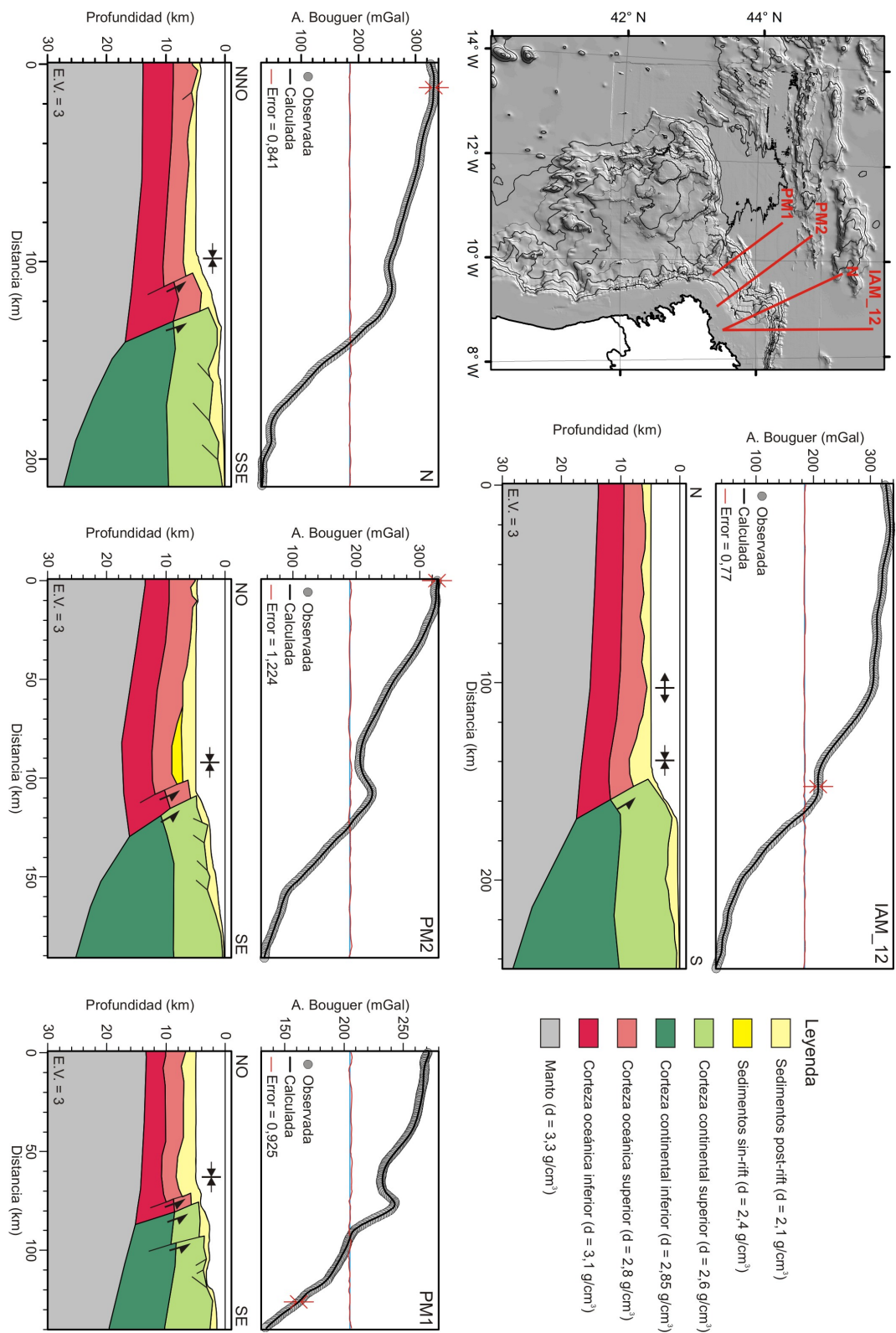


Figura 5.22: Modelos gravimétricos del margen continental del noroeste y norte de Galicia.



### Modelo PM2

Este modelo gravimétrico se ha realizado a partir de un perfil de orientación NO-SE, paralelo al modelo anterior PM1 y localizado a 45 km al noreste del mismo. Es transversal a las estructuras principales, partiendo de la llanura abisal de Vizcaya al noroeste, cruzando las plataformas marginales de Castro, Pardo Bazán y Ortegá, hasta la plataforma continental, terminando a unos 17 km de la costa (Figura 4.19).

Los valores de anomalía de Bouguer muestreados en este perfil varían entre 78 mGal en el extremo sureste y 314 en el lado noroeste (Figura 5.22). En el inicio del perfil gravimétrico hacia el noroeste, se observan valores de anomalía de Bouguer relativamente estables alrededor de los 312 mGal, hasta el kilómetro 12 del perfil, a partir del cual comienza un suave gradiente de anomalía de Bouguer al que se superponen varias anomalías de diferente longitud de onda: Un máximo relativo de casi 70 km de longitud de onda, aproximadamente entre los kilómetros 90 y 160 del perfil, con una amplitud de unos 40 mGal; un mínimo relativo de unos 30 km de longitud de onda y algo menos de 10 mGal de amplitud, entre el kilómetro 70 y el 100; un máximo relativo de algo menos de 20 km de longitud de onda y una amplitud de más de 10 mGal a 108 km del origen del perfil.

El gradiente general del perfil se ha ajustado en el modelo con una morfología con una pendiente suave de la Moho, que se localiza a 25 km de profundidad bajo la plataforma continental y a casi 14 km bajo la llanura abisal de Vizcaya. Para acomodar el máximo relativo de 70 km de longitud de onda, se ha modelado un adelgazamiento de la corteza continental inferior y un ascenso relativo de la Moho hacia la zona de contacto entre la corteza continental y la oceánica. El espesor de la corteza continental superior se mantiene bastante constante, y no se observa una deformación acoplada en ambos niveles. El contacto entre la corteza continental y la oceánica se realiza a través de una estructura inversa. Se ha modelado igualmente una estructura inversa engrosando la corteza oceánica al pie del talud, que, junto con la anterior, serían responsables del máximo relativo localizado en el kilómetro 108. Para ajustar el mínimo relativo alrededor del kilómetro 85, se ha modelado una flexión de la corteza oceánica del bloque de muro en forma cóncava, con un depocentro sobre la misma de hasta 4 km de espesor de sedimentos.

### Modelo N

El perfil gravimétrico extraído para la realización de este modelo tiene dirección NNO-SSE. Es transversal a las estructuras compresivas principales, comenzando en la llanura abisal de Vizcaya, cruzando las plataformas marginales en su sector más al noreste, llegando a la plataforma continental en la boca de la ría de La Coruña, a menos de 17 km de la costa (Figura 4.19).

Los valores de anomalía de Bouguer varían entre 34 mGal al SSE y 334 mGal cerca del comienzo del perfil (Figura 5.22). Hasta los 20 km, los valores permanecen bastante estables entorno a 330 mGal; a partir de este punto y hasta el kilómetro 108 del perfil, se identifica un gradiente suave hacia valores intermedios de anomalía de Bouguer. Sobre el kilómetro 100 se localiza un pequeño mínimo relativo de corta longitud de onda (menos de 20 km) y menos de 5 mGal de amplitud, seguido de un máximo relativo de unos 25 km de longitud de onda y unos 15 mGal de amplitud, centrado en el kilómetro 115 del perfil. A partir de este punto y hasta los 200 km, se identifica un gradiente más pronunciado que el que se observa en la primera mitad del perfil, con un dos mínimos relativos de longitud de onda inferior a 20 km y menos de 5 mGal de amplitud, sobre los puntos kilométricos 155 y 180. Desde el kilómetro 200 hasta el final del perfil, los valores de anomalía de Bouguer son relativamente estables entorno a los 35 mGal.

En el modelo de densidades ajustado, el suave gradiente observado en la primera mitad del perfil, sobre la llanura abisal de Vizcaya, se corresponde con un ligero aumento de la profundidad de la Moho y un hundimiento de la corteza oceánica, sobre la que se acumula un espesor de sedimentos progresivamente mayor hacia el sur-sureste, generando un depocentro en el kilómetro 100, que acomoda el mínimo relativo observado en este punto. El máximo relativo centrado sobre el kilómetro 115 ha sido resuelto mediante una transición entre la corteza continental y la oceánica a través de una estructura inversa, y con un engrosamiento de la corteza oceánica también debido a una estructura compresiva. Esta estructura compresiva tiene un reflejo morfológico en forma de relieve positivo al pie del talud continental, como ocurre en casos anteriores (ver, por ejemplo, los modelos PC1, PC2 y PM1 en las Figuras 5.21 y 5.22). El gradiente gravimétrico que se observa sobre la zona de corteza continental, más abrupto que el de la zona oceánica, se relaciona con un

buzamiento mayor de la Moho en esta parte del modelo. Los pequeños mínimos relativos de pequeña amplitud que distorsionan este gradiente se han relacionado con pequeños depocentros asociados al basculamiento de bloques de corteza continental superior durante el proceso extensivo. En este modelo la corteza continental superior mantiene un espesor relativamente constante, mientras que la inferior se adelgaza progresivamente hacia la zona de contacto con la corteza oceánica.

### Modelo IAM\_12

En este caso se ha extraído un perfil gravimétrico coincidente con el trazado del modelo sísmico IAM\_12 (Figuras 2.32 y 2.36), sobre el que Álvarez-Marrón *et al.* (1997) [7] ya realizaron un modelado gravimétrico a partir de la anomalía de Aire Libre (Figura 2.27). Tiene orientación N-S, comienza en la llanura abisal de Vizcaya y cruza las estructuras compresivas principales del margen norte de Iberia, terminando sobre la plataforma continental, en el mismo punto en que termina el modelo N descrito antes (Figura 4.19).

Los valores de anomalía de Bouguer observados oscilan en el perfil entre 30 mGal en la zona proximal y 328 mGal hacia el extremo norte (Figura 5.22). Desde el inicio del perfil hasta los 100 km, se observa un gradiente muy tendido, con pequeñas variaciones de pequeña amplitud. A partir del kilómetro 100 y hasta 220 km, el gradiente es más pronunciado y se localizan además un mínimo y un máximo relativos, ambos con una longitud de onda de unos 15 km y amplitudes de menos de 10 mGal, localizados respectivamente en los kilómetros 144 y 157 del perfil. A partir del kilómetro 220 y hasta el extremo sur del perfil, el gradiente vuelve a ser muy suave.

En el modelo gravimétrico se han ajustado los gradientes principales a través de una profundización de la Moho más o menos abrupta de norte a sur. En la zona donde se produce el contacto entre la corteza continental y la oceánica, la amplitud del máximo relativo que se identifica es algo menor que la de los equivalentes en perfiles anteriores. Así, en este modelo no ha sido necesario introducir un engrosamiento de la corteza oceánica, y la extensión del dominio continental alcanza hasta el pie del talud, algo acorde con lo observado anteriormente por Álvarez-Marrón *et al.* (1997) [7]. El contacto entre la corteza continental y la oceánica vuelve a realizarse por medio de una estructura inversa, en la que la corteza oceánica que actúa de bloque de muro se hunde relativamente, permitiendo la localización de un depocentro sobre ella, que generaría el mínimo relativo observado en el kilómetro 144 del perfil gravimétrico. En general, el espesor de corteza continental superior se mantiene constante en el perfil, mientras que la mayor parte del adelgazamiento hacia el norte sería asumido por la corteza continental inferior.

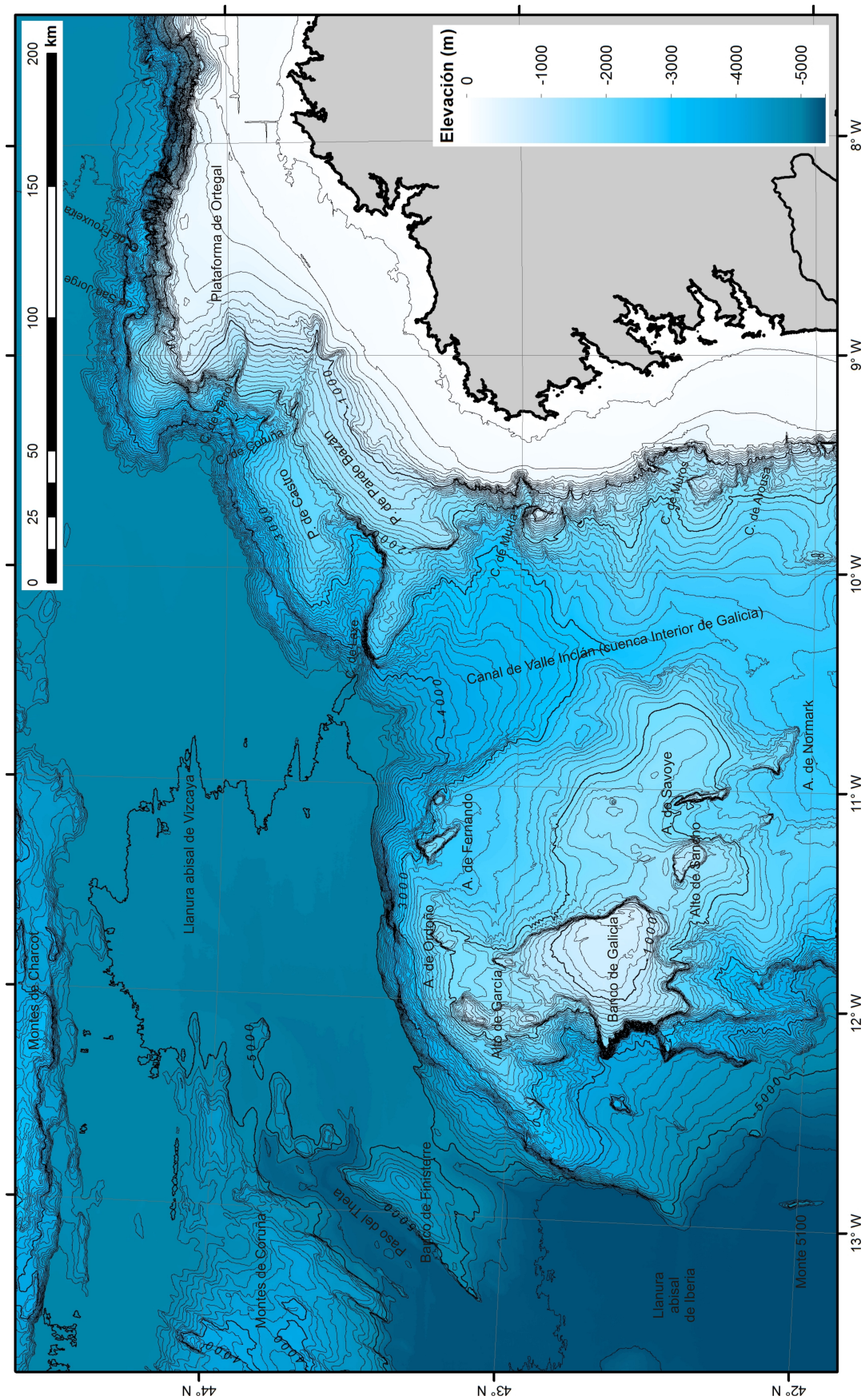
## 5.2. Estructura superficial

La morfotectónica se puede definir como el estudio de la actividad tectónica a partir de las evidencias superficiales que se tienen de la misma. Las evidencias de la deformación tectónica dependen en gran medida de la relación entre los procesos de sedimentación-erosión y de deformación (Granja, 2008 [131]). Cuando las evidencias superficiales de la deformación tectónica pueden haber quedado enterradas o difuminadas por la acción dinámica superficial, como ocurre especialmente en las cuencas oceánicas, se hace necesaria la utilización conjunta de datos superficiales (batimetría multihaz) e información de la estructura del substrato (sísmica de reflexión).

Para abordar el análisis morfotectónico del área de estudio realizaremos en primer lugar un análisis espacial de la información batimétrica, con la generación de modelos derivados de ésta. A continuación se analizará esta información de forma conjunta con los datos sísmicos y de reflectividad del fondo. Finalmente, se realiza una interpretación geomorfológica y morfoestructural del margen continental.

### 5.2.1. Análisis espacial de la información batimétrica

El levantamiento batimétrico multihaz de que se dispone, realizado en el marco del Plan ZEEE, sólo cubre parcialmente el área de estudio (Figura 4.6). Por ese motivo, aunque el análisis gravimétrico que se lleva a cabo en esta Tesis Doctoral es de índole regional y abarca un área mayor, las interpretaciones morfotectónicas, realizadas sobre la batimetría de alta resolución, se ciñen al



**Figura 5.23:** Mapa batimétrico de la zona del margen continental de Galicia en la que se ha analizado en detalle la morfología del terreno. Se han etiquetado los nombres de algunos rasgos morfológicos destacables. Contornos batimétricos cada 100 m.



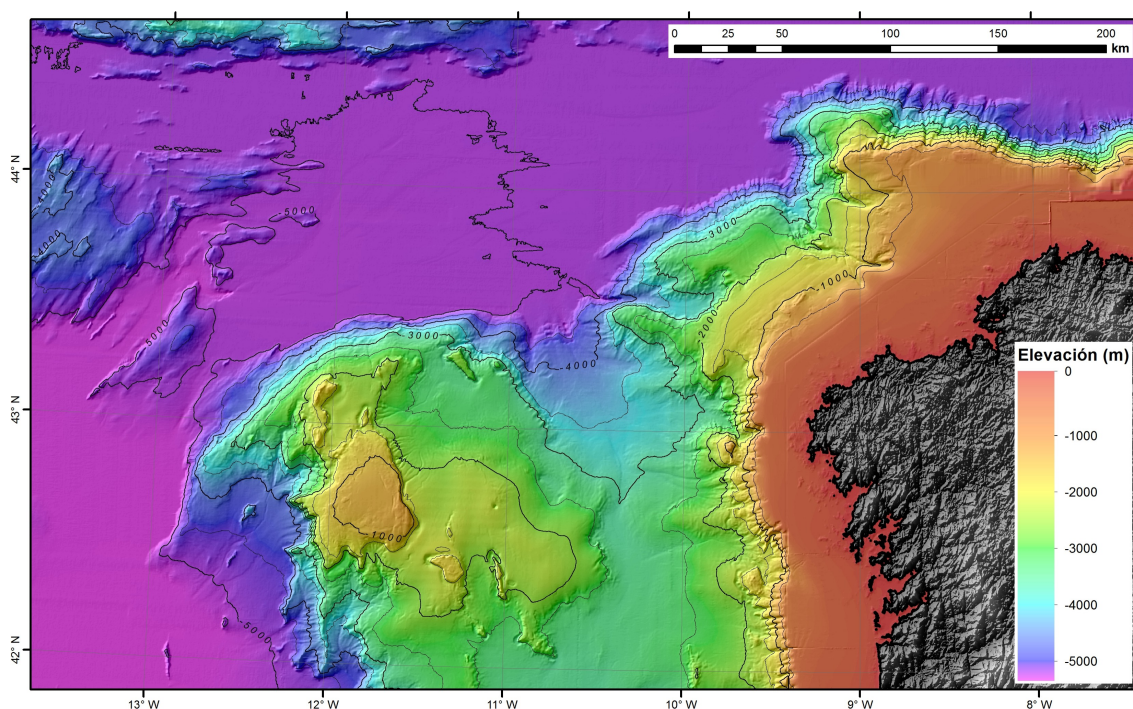


Figura 5.24: Modelo digital de elevaciones codificado en color y sombreado desde el noroeste. Contornos batimétricos cada 500 m.

área cartografiada con ecosonda multihaz (Figura 5.23; la hoja oficial del mapa batimétrico de la Zona Económica Exclusiva Española se muestra en la Figura 2.43).

Siguiendo el procedimiento que se ha descrito en las secciones 3.2.2 y 4.2, se ha elaborado un modelo digital de elevaciones a partir del cual se pueden obtener, además del mapa batimétrico, modelos derivados del mismo que ayudan en el análisis espacial detallado de la morfología del fondo. En este caso, a partir del modelo digital de elevaciones se han calculado:

- Modelos digitales de elevaciones coloreados con diferentes paletas y sombreados (Figura 5.24). Hay escalas de color que acentúan visualmente la morfología del terreno.
- Modelos de sombras con iluminación artificial desde diferentes orientaciones (Figura 5.25). Resaltan rasgos batimétricos con orientaciones preferentes.
- Modelo de magnitudes de pendientes (Figura 5.26). Permite diferenciar zonas y rasgos batimétricos a partir de la presencia de determinados gradientes batimétricos.
- Modelo de orientaciones (Figura 5.27). Ayuda a identificar ciertos rasgos morfológicos como pueden ser crestas y escarpes, y sirven también para observar orientaciones preferentes en los rasgos morfológicos. En las zonas abisales, debido a que la densidad de información es menor, el ruido en el levantamiento batimétrico es más elevado. Por este motivo, el modelo de orientaciones en esas regiones del área de estudio hace destacar ese ruido y los artefactos producidos durante la interpolación, aunque debería mostrar una orientación media próxima a la horizontalidad.
- Modelo de curvatura (o segunda derivada vertical del modelo de elevaciones, Figura 5.28). La curvatura es la tasa de cambio en la pendiente, y depende de las derivadas de segundo grado de la elevación, es decir, de los cambios de pendiente en el entorno de un punto. Permite identificar mejor zonas cóncavas (valores negativos) y convexas (valores positivos), y las zonas de inflexión entre ambos tipos de curvatura (valores próximos a cero).
- Modelos en tres dimensiones (3D). Asisten en la interpretación de la morfología del terreno.

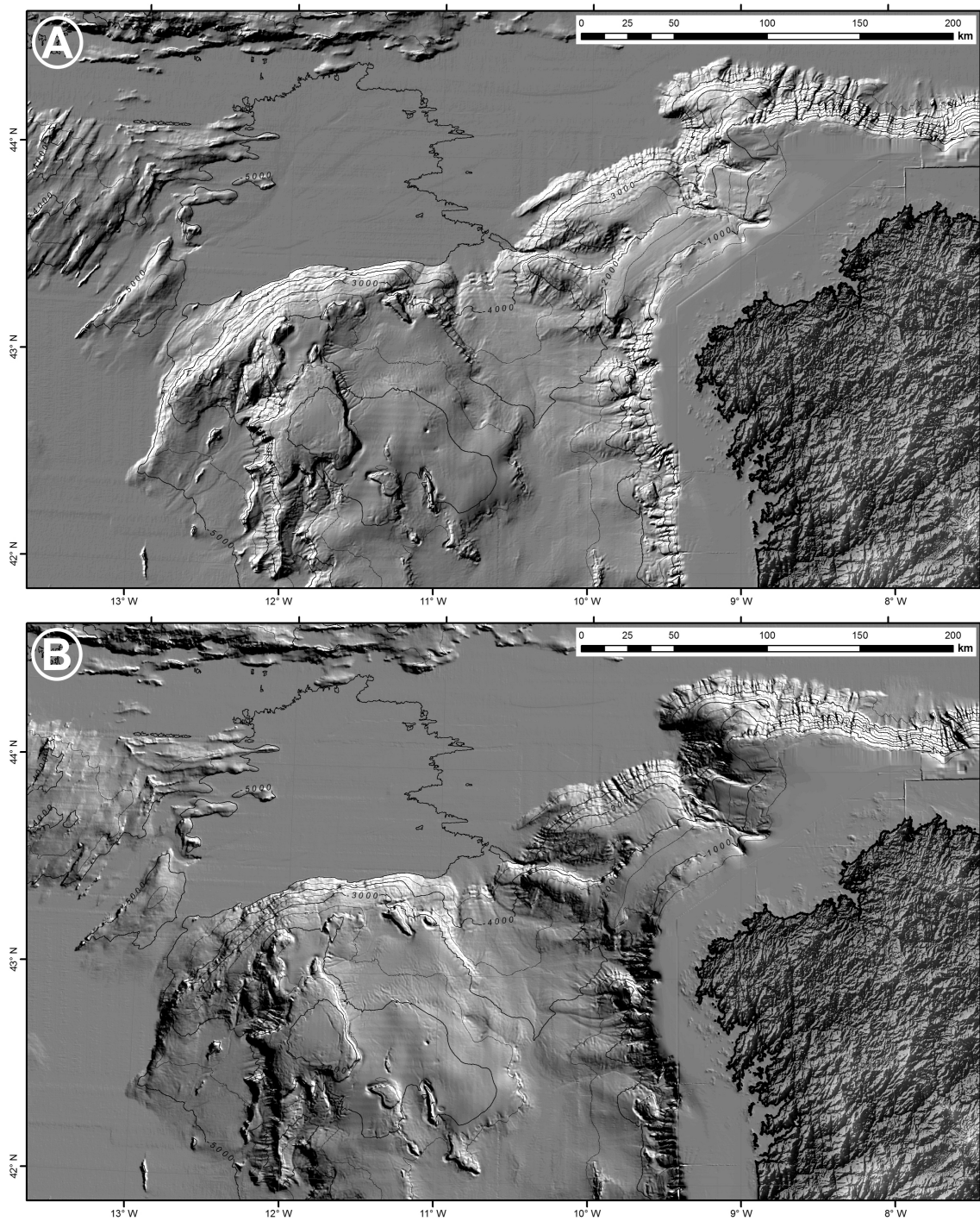


Figura 5.25: Modelos de sombras generados a partir del modelo digital de elevaciones, con diferentes orientaciones de la iluminación artificial. A) Iluminación desde el noroeste; B) Iluminación desde el noreste. Contornos batimétricos cada 500 m.



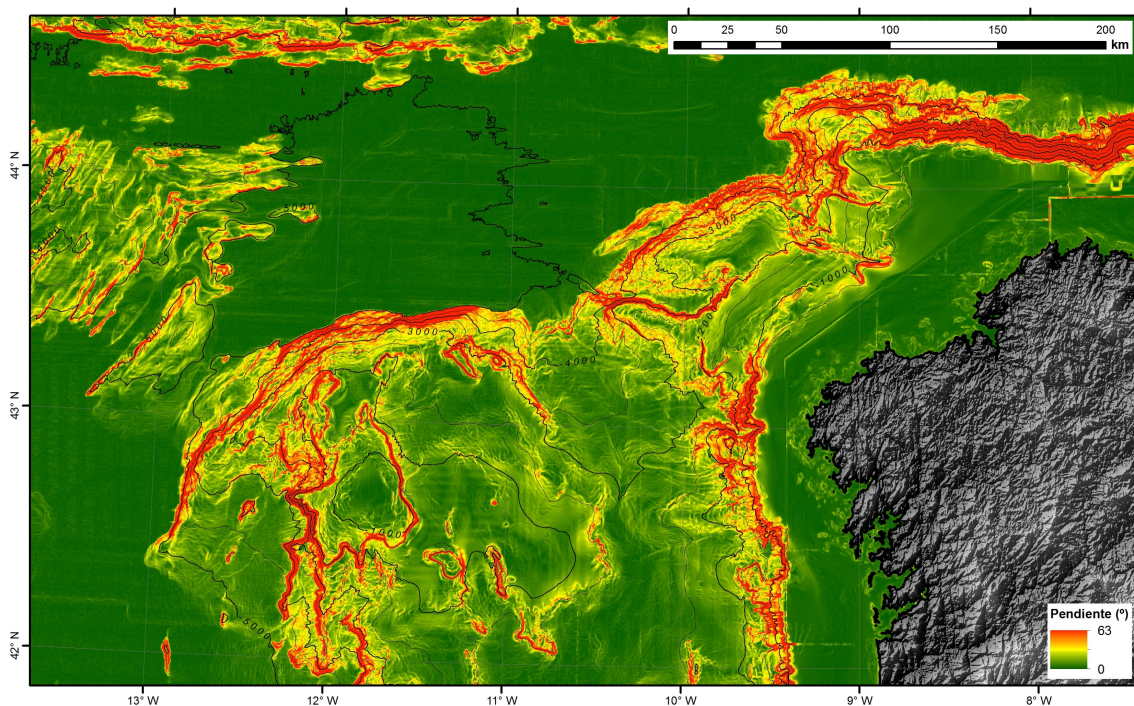


Figura 5.26: Modelo de pendientes calculado a partir del modelo digital de elevaciones. Se han superpuesto contornos batimétricos cada 500 m.

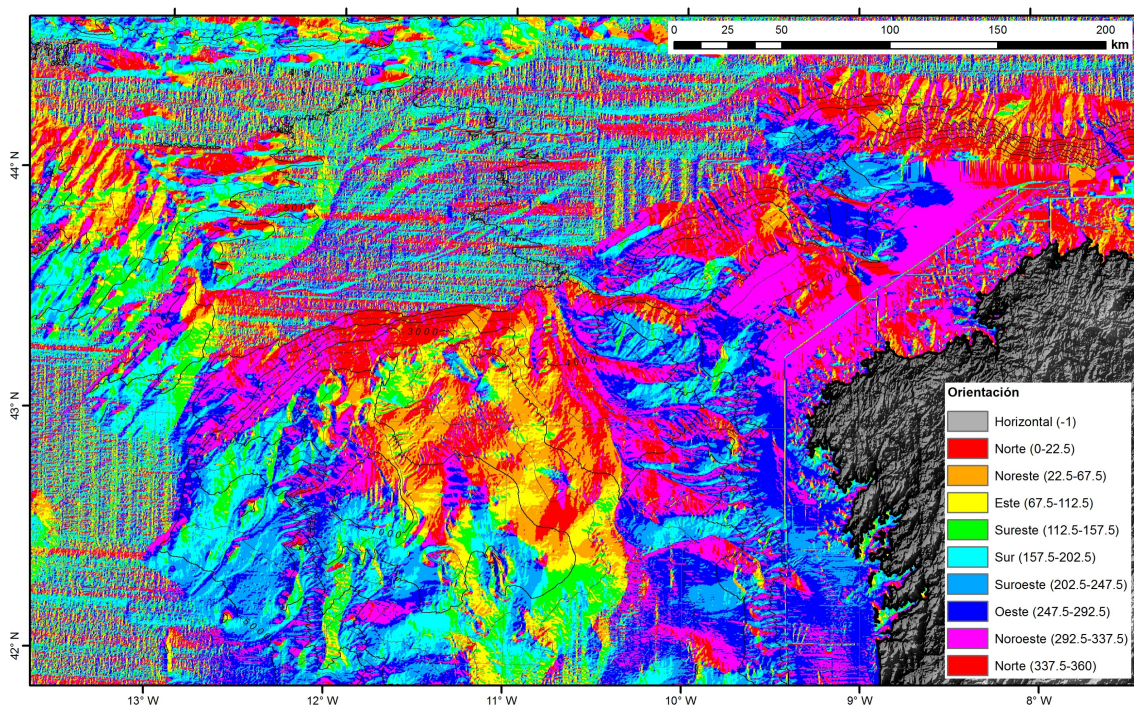


Figura 5.27: Modelo de orientaciones calculado a partir del modelo digital de elevaciones. Se han superpuesto contornos batimétricos cada 500 m.

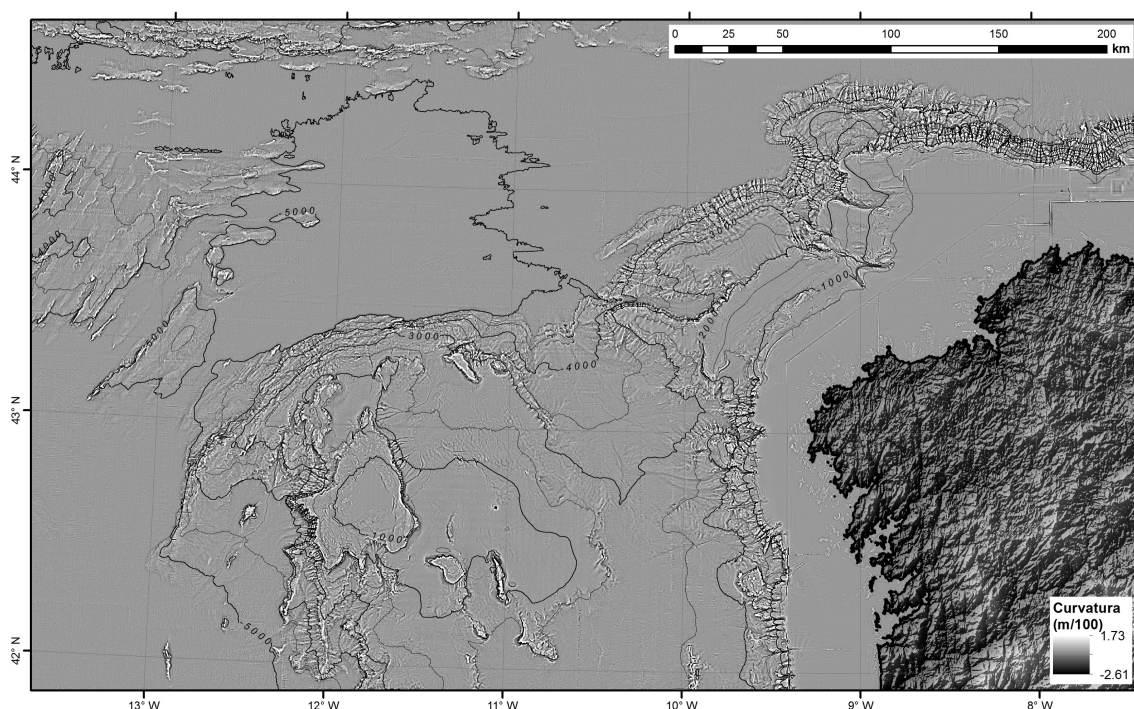


Figura 5.28: Modelo de curvatura calculado a partir del modelo digital de elevaciones. Se han superpuesto contornos batimétricos cada 500 m.

### 5.2.2. Mapa geomorfológico

Analizando la información batimétrica contenida en el modelo digital de elevaciones y los modelos derivados que se calculan a partir de éste, junto con la información que ofrece el mosaico de reflectividad (Figura 2.44) y otros datos geofísicos (perfiles sísmicos de reflexión multicanal y *TOPAS*), y partiendo también de la base de trabajos previos realizados por otros autores (Martín-Serrano, 2005; Ercilla *et al.*, 2008; Martín Dávila *et al.*, 2012) [190, 109, 189], se ha realizado una cartografía geomorfológica del área de estudio (Figura 5.29).

El área de trabajo seleccionada para este análisis más local del margen gallego (Figuras 5.23 y 5.24) tiene una extensión aproximada de 160.000 km<sup>2</sup>. Las elevaciones del lecho oceánico oscilan entre los 0 m en la costa peninsular y los -5355 m que se alcanzan en la llanura abisal de Iberia. Se han distinguido varios dominios geomorfológicos, que se describen a continuación.

#### 5.2.2.1. Plataforma continental

La plataforma continental gallega es estrecha, de entre 20 km (a la altura del Cabo Finisterre) y menos de 50 km de anchura (Figuras 5.23 y 5.24). A partir de la información disponible, no ha sido posible identificar morfologías destacables en la misma, a excepción de los afloramientos rocosos en la proximidad de la costa (Figura 5.29), con litologías de edad paleozoica y mesozoica y cuyos relieves no superan los 3 m (Rey, 1993 [257]). La pendiente media de la plataforma continental es inferior a 0,4° (Figura 5.26), con una pendiente media de 0,3° al oeste de Galicia y algo superior hacia el noroeste (0,5°), en la zona donde es más estrecha.

La ruptura de pendiente de la plataforma (el paso al talud continental superior) es abrupta hacia el margen oeste, donde se da entre los 160 m y los 300 m de profundidad, con una profundidad media de 200 m (ver perfiles batimétricos 4 y 5 en la Figura ). Hacia el noroeste de Galicia esta transición no es tan neta, sino que, a partir de aproximadamente 200 m de profundidad, encontramos un gradiente suave que conecta con la plataforma marginal de Ortegal, considerada ya como parte del talud continental superior (ver perfiles batimétricos 2 y 3 en la Figura ). Hacia el margen norte, la ruptura de pendiente vuelve a ser más neta, y el límite con el talud superior se localiza alrededor de los 200 m de profundidad (ver perfil 1 en la Figura ).



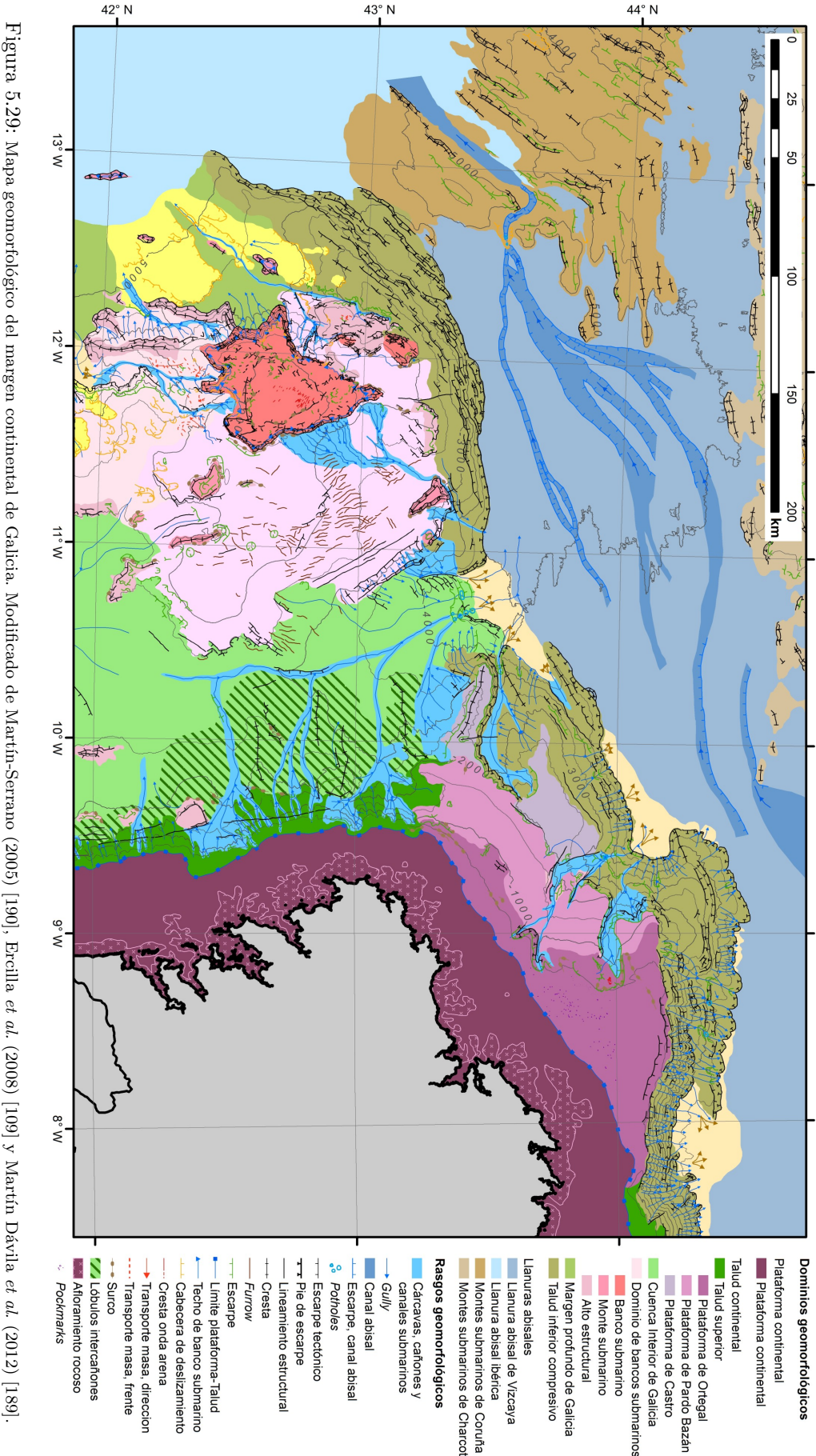


Figura 5.29: Mapa geomorfológico del margen continental de Galicia. Modificado de Martín-Serrano (2005) [190], Ercilla *et al.* (2008) [109] y Martín Dávila *et al.* (2012) [189].

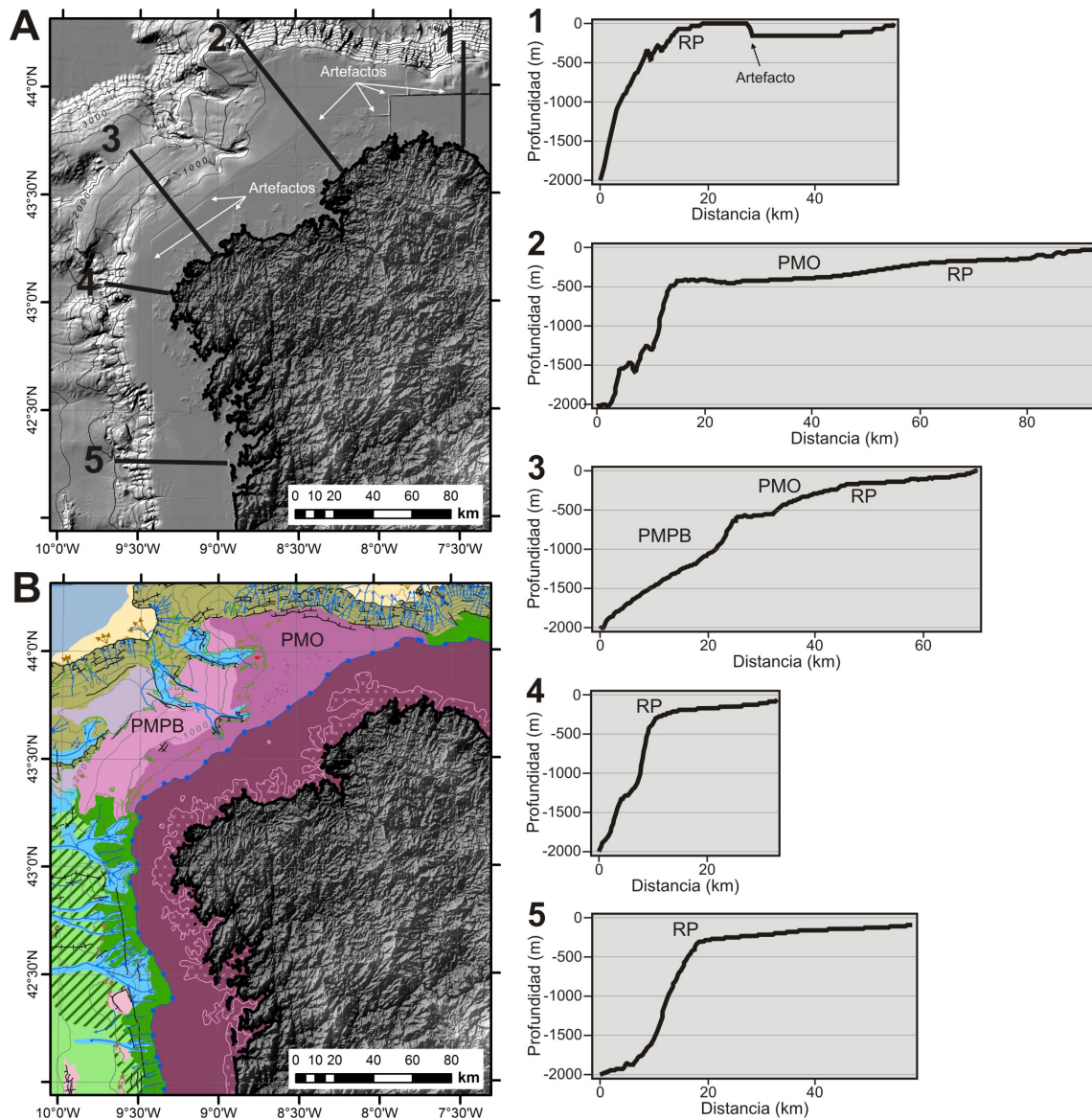


Figura 5.30: Detalle de la plataforma continental en el margen de Galicia. A) Modelo de sombras con iluminación desde el NO. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. C) Perfiles batimétricos transversales a la plataforma continental y parte del talud; su posición se indica en A. RP, ruptura de pendiente de la plataforma continental; PMO, plataforma marginal de Ortegal; PMPB, plataforma marginal Pardo Bazán.

### 5.2.2.2. Talud continental

El talud, concebido como la región del margen continental que une la plataforma continental con la llanura abisal, es muy complejo en el caso del margen continental al oeste y noroeste de Galicia. En lugar de encontrar una pendiente más o menos alta, y relativamente constante, en el caso del margen continental gallego, esta transición se produce de forma muy accidentada, y antes de llegar a las llanuras abisales desde la plataforma continental se transita por: zonas de pendiente regular, similares a un talud normal; áreas relativamente planas en la parte superior del talud, que constituyen las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro; la cuenca Interior de Galicia, una cuenca proximal originada durante los primeros episodios extensivos en el margen; la región de bancos submarinos; el dominio de *semigraben* que es prolongación hacia el sur de la región de bancos submarinos; el margen profundo de Galicia, al oeste de la región de bancos submarinos que conecta con la llanura abisal de Iberia en este sector; y el talud inferior abrupto, caracterizado por un relieve escarpado y que conecta con las llanuras abisales al noroeste y al norte del margen continental.

#### Talud continental superior y plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro

El talud continental superior presenta unas características muy diferentes entre el margen oeste y el noroeste, siendo más estrecho y abrupto en el margen oeste y mucho más ancho y con un relieve suave hacia el noroeste.

El talud superior hacia el oeste de Galicia tiene en general menos de 30 km de anchura, con una pendiente media de entre  $7^\circ$ . Se extiende a profundidades de entre 200 m y 1500 m, mayores (hasta alrededor de 2000 m de profundidad) en la transición hacia el margen noroeste. Se encuentra surcado por una red de drenaje relativamente bien desarrollada, con una media de 1 barranco (*gully*) cada 5,5 km, y cañones submarinos como los de Muxía y Muros, que inciden sobre la plataforma erosionando su borde. Estos cañones submarinos que desarrollan sus cabeceras en el talud superior, transportan los sedimentos provenientes de la plataforma continental hacia la cuenca interior de Galicia. Se han identificado algunos lineamientos estructurales que atraviesan este talud superior con dirección NNO-SSE a N-S, paralelos a la costa. La red de drenaje atraviesa estos lineamientos sin sufrir cambios de dirección en el curso de los barrancos, aunque algunos *gullies* interrumpen abruptamente su incisión al llegar a estas alineaciones estructurales, dando paso a la cuenca interior de Galicia. Al sur del Cañón de Muros también se identifican tres altos estructurales alineados según la misma dirección estructural. Al pie de este talud continental superior y de los altos estructurales, se desarrollan surcos erosivos que en ocasiones presentan un relieve de más de 100 m (Figura 5.31).

El talud superior hacia el noroeste de Galicia se caracteriza por la presencia de las plataformas marginales de Ortegal, Pardo Bazán y Castro (Figuras 5.29 y 5.32). Las tres plataformas marginales muestran un perfil batimétrico convexo (ver en Figura 5.32). La ruptura de pendiente de la plataforma continental hacia la plataforma marginal de Ortegal (la más somera de las tres) es muy suave, y se da a una profundidad de aproximadamente 200 m. La plataforma de Ortegal tiene un contorno aproximadamente triangular, con orientación NE-SO en su lado más próximo a la costa, y aproximadamente E-O en el lado norte, donde linda con el talud inferior compresivo. Ocupa una extensión aproximada de 4125 km<sup>2</sup>. Las profundidades máximas que alcanza la plataforma de Ortegal rondan los 1000 m, con una pendiente media que varía entre  $0,4^\circ$  hacia el lado norte y  $1,5^\circ$  hacia el lado sur. Sobre ella inciden las cabeceras de los cañones de La Coruña y Ferrol, que atraviesan la plataforma marginal de Pardo Bazán. La plataforma marginal de Castro se encuentra dividida en dos sectores independientes al ser atravesada por el cañón de Laxe. El relieve de estas plataformas marginales es generalmente suave, salvo por la presencia de algunas crestas tectónicas y formas erosivas (fundamentalmente surcos). Destaca el campo de *pockmarks* y montículos localizado en la plataforma marginal de Ortegal (Figura 5.33), estudiado por Jané *et al.* (2010) [145], que probablemente se extienda también sobre la plataforma continental, aunque la resolución de los datos disponibles en esa zona no ha permitido identificar estas morfologías. También se ha identificado un pequeño campo de ondas sedimentarias próximo a la cabecera del cañón de Ferrol (cartografiado también por Llave *et al.*, 2013 [176]).

La plataforma marginal de Pardo Bazán se localiza al pie de la de Ortegal, alargada en dirección NE-SO, a una profundidad de entre 1000 m y 2000 m, y tiene una extensión de unos 2581 km<sup>2</sup>.



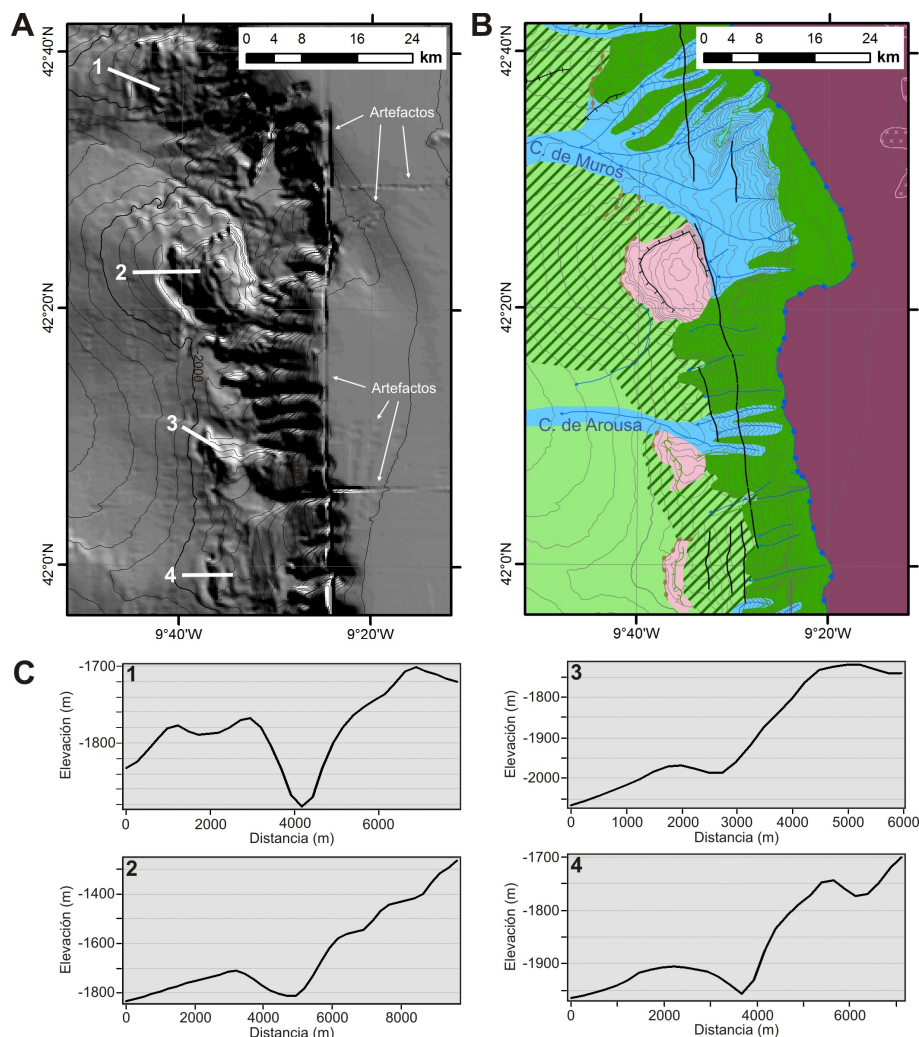


Figura 5.31: Detalle del talud continental superior al oeste de Galicia. A) Modelo de sombras con iluminación desde el NE. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. C) Perfiles batimétricos transversales a surcos erosivos; su posición se indica en A.

Presenta una pendiente media de  $1,8^{\circ}$  a  $3^{\circ}$  y un relieve generalmente suave. Se encuentra truncada por los cañones de La Coruña y Ferrol, que la disectan en dirección ONO-ESE a E-O y cuyo encajamiento parece estar relacionado con la presencia de accidentes tectónicos que se muestran en forma de lineamientos estructurales. Al igual que en la plataforma de Ortegaleja, se identifican algunos rasgos erosivos, aunque menos abundantes.

Al pie de la plataforma marginal de Pardo Bazán se encuentra la plataforma de Castro, la menor de las tres. Con una profundidad que varía entre los 2000 m y los 3000 m, tiene una extensión total de  $1224 \text{ km}^2$  y una pendiente media de  $1,4^{\circ}$  a  $2,2^{\circ}$ . Presenta dos segmentos separados entre sí por el cañón de Laxe, que separa el segmento más al sur, alargado en dirección ONO-ESE, del que se encuentra más al norte, alargado en dirección NE-SO. El relieve es suave, sin rasgos geomorfológicos destacables. Conecta directamente con el talud inferior compresivo.

Estas plataformas marginales parecen ser fruto de la inversión tectónica que tuvo lugar en el margen a partir del Cenozoico (Murillas *et al.*, 1990 [221]), y sobre ellas se ha desarrollado un sistema deposicional contornítico complejo (Llave *et al.*, 2013 [176]), al que podemos asociar al menos parte de los rasgos erosivos identificados.

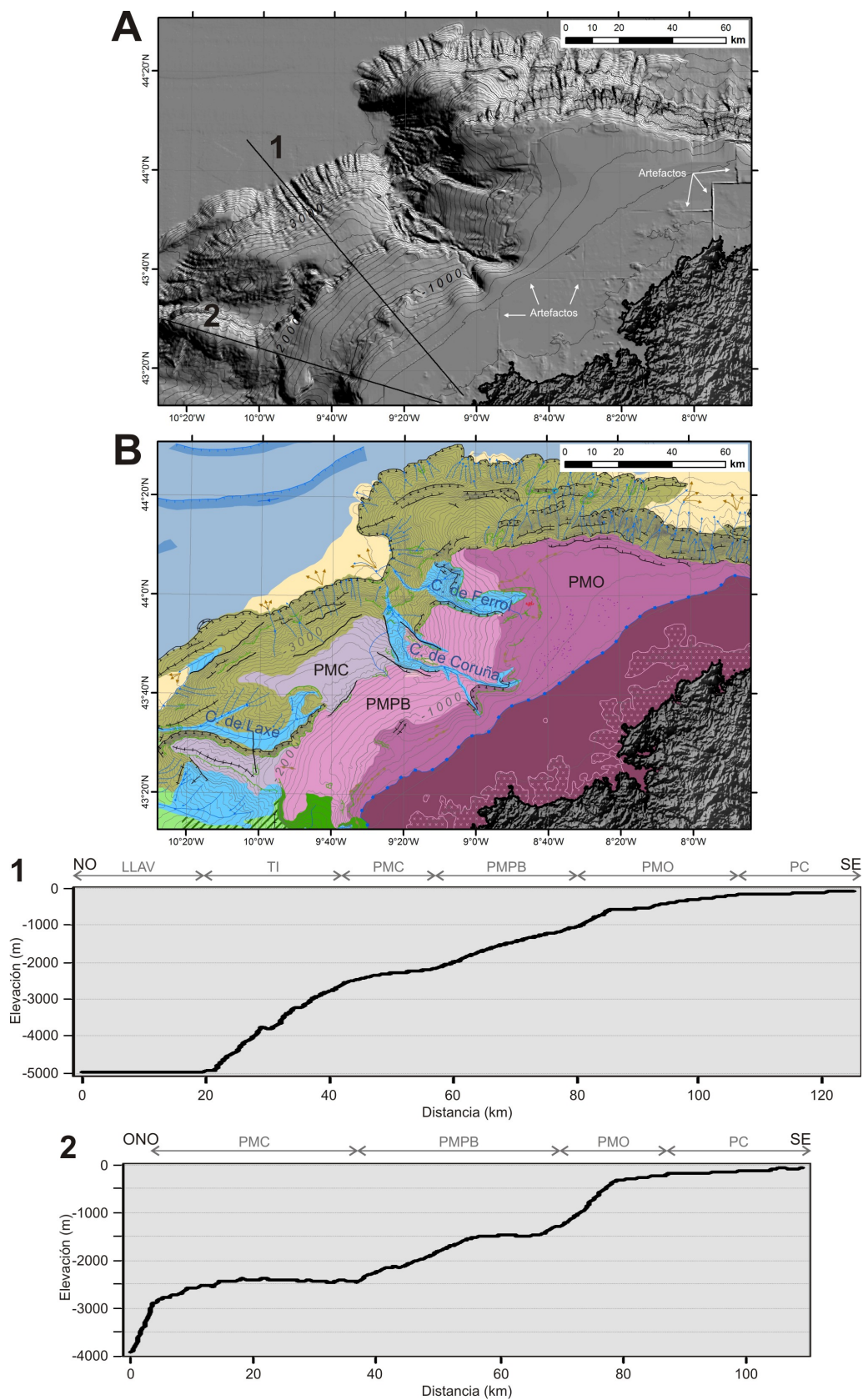


Figura 5.32: Detalle de las plataformas marginales en el talud superior al noroeste de Galicia. A) Modelo de sombras con iluminación desde el noreste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. 1 y 2) Perfiles batimétricos transversales a las plataformas marginales; su posición se indica en A. LLAV, llanura abisal de Vizcaya; TI, talud inferior; PMC, plataforma marginal de Castro; PMPB, plataforma marginal de Pardo Bazán; PMO, plataforma marginal de Ortegá; PC, plataforma continental.

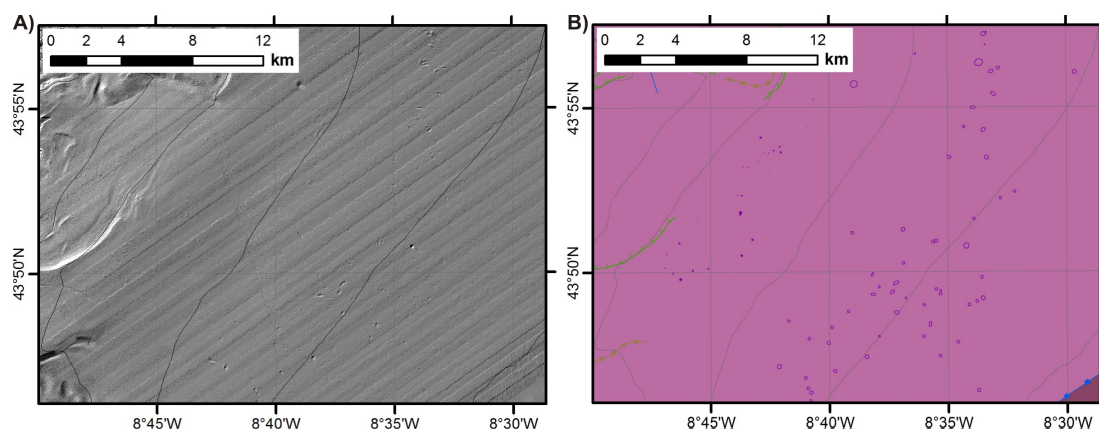


Figura 5.33: Detalle de las estructuras relacionadas con escapes de fluidos en la plataforma marginal de Ortegá. A) Modelo de sombras realizado a partir de un modelo digital de elevaciones de detalle, de 10\*10 m, con iluminación desde el noroeste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29.

### Cuenca Interior de Galicia

La cuenca Interior de Galicia, también conocida como valle o collado de Valle Inclán (Vanney *et al.*, 1979 [307]), es una cuenca sedimentaria relativamente simétrica, localizada en el margen oeste de Galicia, y alargada en dirección NNO-SSE. En el área de estudio se identifican dos segmentos, como efecto de la compartimentación que realizan las fallas de desgarre con dirección NE-SO y NO-SE. La profundidad de sus límites varía entre los 1500 m en el margen este, donde limita con el talud continental superior, y los 2500 m de profundidad en su límite por el oeste con la región de bancos submarinos y el dominio de *semigraben*. En el eje de la cuenca, la profundidad mínima es de poco más de 2800 m, en la zona de conexión entre los segmentos norte y sur (Figura 5.34).

El segmento más al norte tiene una longitud aproximada de 120 km y una anchura variable, desde más de 90 km en la parte central, hasta alrededor de 35 km cerca de su conexión con la llanura abisal de Vizcaya por el norte. Su eje central se presenta surcado por un cañón submarino que discurre de SSE a NNO con un grado de incisión variable en su curso y perfil transversal en forma de 'v' (Figura 5.34). Este cañón submarino tiene cuatro tributarios, todos ellos por su margen derecha, que son los cañones submarinos que atraviesan el talud continental superior frente a la costa oeste de Galicia (los de Muros y Muxía entre ellos). El perfil longitudinal del cañón central tiene forma convexa, con un gradiente batimétrico medio de 0,8°, más pronunciado (3°) a partir de los 4400 m de profundidad y hasta su conexión con la llanura abisal de Vizcaya. En esta parte del perfil se identifican varios saltos batimétricos de entre 25 m y 50 m con morfologías de tipo *pothole*, similares a las que se observan en la desembocadura del sistema de cañones de Avilés, frente a la costa asturiana (Gómez-Ballesteros *et al.*, 2014) [129].

El segmento de la cuenca Interior de Galicia que se localiza más al sur tiene una anchura de aproximadamente 130 km. Limita al este con el talud continental superior; el límite entre ambos dominios viene determinado por un cambio en la pendiente media, de los 7° del talud superior a menos de 1° en la cuenca Interior de Galicia. Esto hace que al llegar a la cuenca Interior de Galicia deje de haber una incisión de la red de drenaje tan marcada, y que en ella dominen los procesos sedimentarios.

Separando los cañones submarinos que surcan la mitad oriental de la cuenca, se identifican relieves positivos suaves (pendiente longitudinal media de 2°) que a veces presentan crestas y que actúan a modo de divisorias entre cañones (Figura 5.34). Estos se han cartografiado con anterioridad como lóbulos intercañones (Martín Dávila *et al.*, 2012 [189]), lo que daría una connotación erosiva-deposicional a su proceso genético, aunque Murillas *et al.* (1990) [221], a partir de datos sísmicos, relacionaron estas elevaciones relativas con el levantamiento de bloques del basamento a lo largo de fallas NE-SW durante la compresión cenozoica, que daría como resultado la deformación de la cobertera sedimentaria y una elevación relativa de estas zonas.



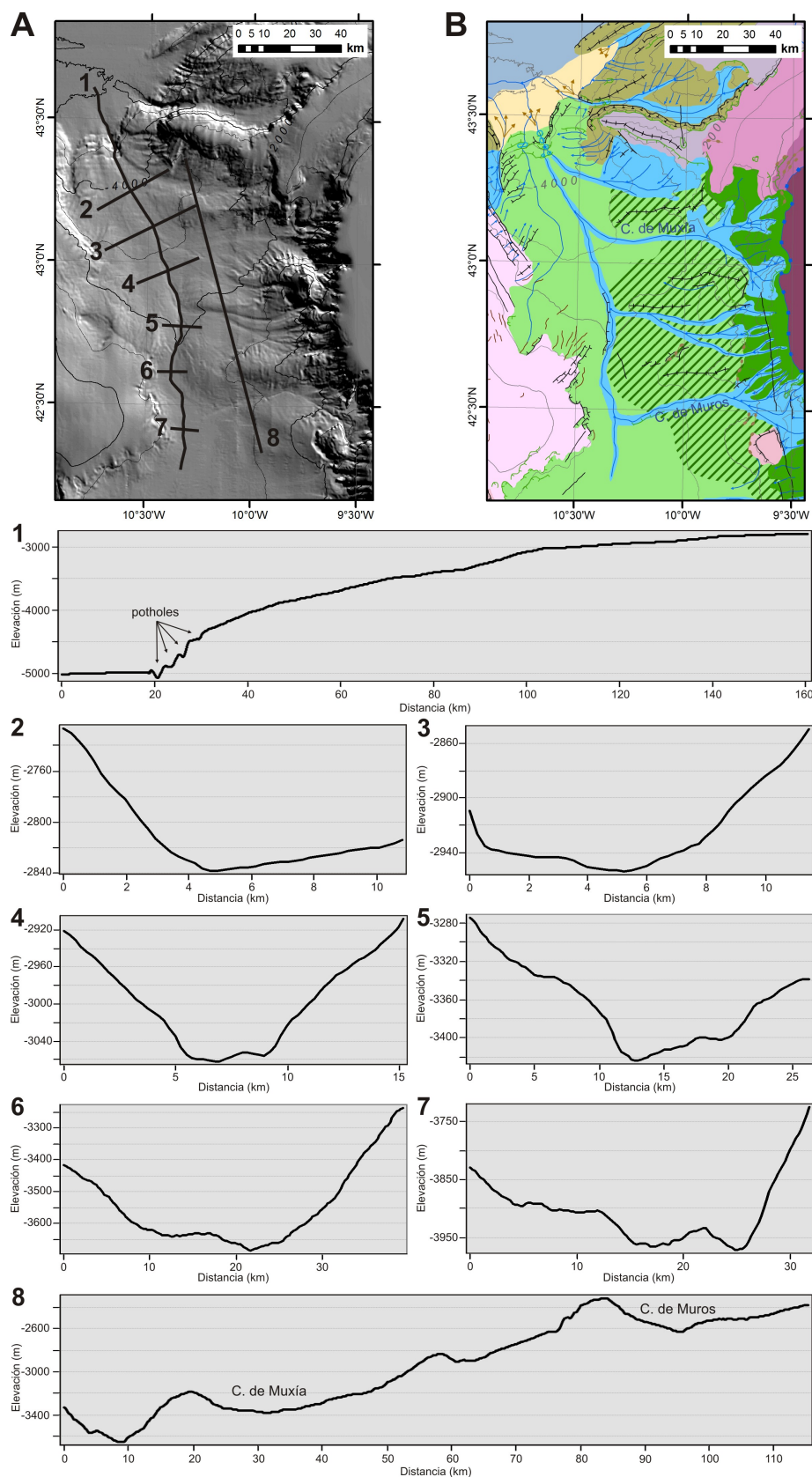


Figura 5.34: Detalle del segmento norte de la cuenca Interior de Galicia. A) Modelo de sombras con iluminación desde el NE. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. 1: Perfil batimétrico longitudinal del cañón submarino inciso en el centro de la cuenca; 2 a 7: Perfiles batimétricos transversales al cañón submarino; Perfil 8: Perfil batimétrico transversal que cruza los cañones submarinos que confluyen en el cañón central de la cuenca y los relieves positivos que los separan. La posición de los perfiles batimétricos se indica en A.

### Región de bancos submarinos

La región de bancos submarinos ocupa una gran extensión en el margen continental al oeste de Galicia (17137 km<sup>2</sup> en el área cartografiada, Figura 5.29). Es una zona relativamente elevada, donde se identifican numerosos bajos batimétricos (bancos y montes submarinos y altos estructurales). Separa la cuenca Interior de Galicia del margen profundo de Galicia y la llanura abisal de Iberia hacia el oeste. Es decir, la región de bancos submarinos es un área que quedó relativamente elevada entre las dos zonas donde se concentraron sucesivamente los esfuerzos extensivos durante los dos pulsos principales del proceso de *rift* que generó este margen continental. Además de los bancos submarinos y otros altos, se incluyen aquí la zona de transición hacia la cuenca Interior de Galicia y el dominio de *semigraben*, descritos con anterioridad por Murillas *et al.* (1990) [221] y Ercilla *et al.* (2008, 2011) [109, 107].

Esta región relativamente alargada en dirección NNO-SSE, con una anchura máxima de 150 km al sur del banco de Galicia, se prolonga hacia el sur de la zona cartografiada (hacia los bancos submarinos de Vasco de Gama y Vigo, frente a la costa portuguesa). Su límite con la cuenca Interior de Galicia hacia el noreste está claramente marcado por la presencia de escarpes y lineaciones de dirección NNO-SSE, coherente con la dirección estructural principal del *rift* cretácico, mientras que hacia el sureste en el área cartografiada, este límite viene dado por escarpes y lineaciones de dirección NE-SO, concordante con una de las direcciones estructurales preferentes de herencia hercínica que se observan en la península Ibérica (Ramírez *et al.*, 2006) [245] y que se relaciona con la segmentación del margen (Murillas *et al.*, 1990) [221].

El banco de Galicia es el relieve más destacable. Supone una elevación relativa respecto a su entorno de más de 750 m hacia el este, y más de 2500 m hacia el oeste, en relación con el margen profundo de Galicia (Figura 5.35). Tiene un contorno aproximadamente triangular, ocupando un área de 2290 km<sup>2</sup>, con unas dimensiones máximas de 77 km en dirección N-S y 64 km en dirección ONO-ESE. Su techo se sitúa por encima de los 2000 m de profundidad y se muestra ligeramente basculado hacia el oeste-noroeste (Figura 5.35). La profundidad mínima, de aproximadamente 600 m, se localiza hacia el sureste del techo del banco, donde la pendiente media es inferior a 0,35°. El gradiente batimétrico es suave hacia el nornoroeste (1,78°) en el techo del banco y un poco más pronunciado hacia el oeste (2,61°). Los taludes del banco de Galicia son escarpados, especialmente hacia el oeste, donde limita con el margen profundo de Galicia, y hacia el sur, donde se da paso a una zona donde predominan los altos estructurales alargados en dirección NNO-SSE y relacionados con estructuras de tipo *semigraben* (p. ej., Mauffret y Montadert, 1988; Ercilla *et al.*, 2008) [201, 109]. Los escarpes que limitan el techo del banco de Galicia tienen relieves que llegan a superar los 2000 m y pendientes medias de más de 30°. Al pie del talud este del banco de Galicia se desarrolla una llamativa red de drenaje de tipo dendrítico, que transporta material desde la ladera este del banco de Galicia hacia el noroeste. Este sistema de *gullies* presentan valles en forma de ‘v’ bastante incisivos al pie del banco de Galicia, cuyas laderas son de tipo erosivo según lo observado en el perfil sísmico ERGAP.C10-C11, descrito con anterioridad (Sección 5.1.1, Figura 5.6). En la zona de cabecera, las laderas de estos valles presentan relieves de hasta más de 110 m, con pendientes medias que llegan a superar los 10°. Este sistema de drenaje atraviesa la región de bancos submarinos entre el banco de Galicia y el alto de Fernando, bordeando a éste último por el noroeste para después cruzar el talud inferior con un trazado rectilíneo en dirección NNE-SSO y desembocar en la llanura abisal de Vizcaya (Figura 5.29).

La región de bancos submarinos cartografiada en la zona de trabajo incluye otros altos estructurales de menor entidad pero también destacables. Entre ellos se encuentran los altos de García, Ordoño, Fernando, Sancho, Savoye, Breogham, Normark (Ercilla *et al.*, 2011; Martín Dávila *et al.*, 2012) [107, 189] (Figura 5.23). Generalmente, al pie de todos estos altos estructurales, se desarrollan morfologías de erosión y sedimentación típicas de la acción de corrientes de contorno, como surcos erosivos y depósitos sedimentarios asociados (Figuras 5.23, 5.4 y 5.5), similares a los que se identifican al pie del talud superior al oeste de Galicia (Figura 5.31). Se observan también surcos de similares características en el techo del banco de Galicia, y su formación a veces se ve favorecida por la preexistencia de estructuras de origen tectónico, que actúan como zonas de debilidad facilitando la erosión (Figura 5.36, C).

Hacia el este del banco de Galicia se observa una gran cantidad de depresiones alargadas y estrechas, con formas ligeramente onduladas, tipo *furrow*. Muestran orientaciones preferentes en



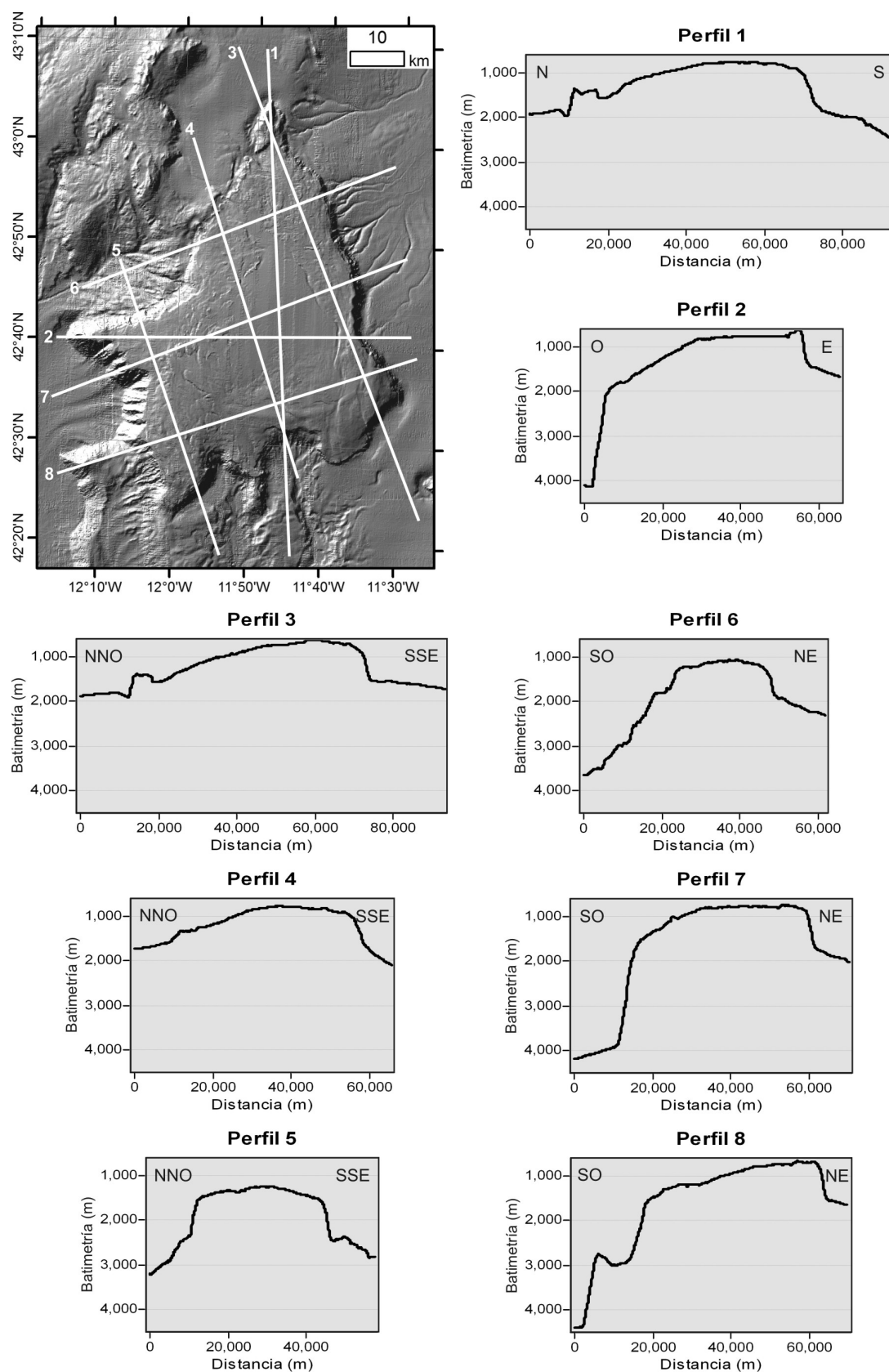


Figura 5.35: Perfiles batimétricos a través del banco de Galicia. El mapa muestra la localización de los perfiles batimétricos 1 a 8, sobre un modelo de sombras realizado a partir de un modelo digital de elevaciones de detalle, de 75\*75 m, con iluminación desde el noroeste.

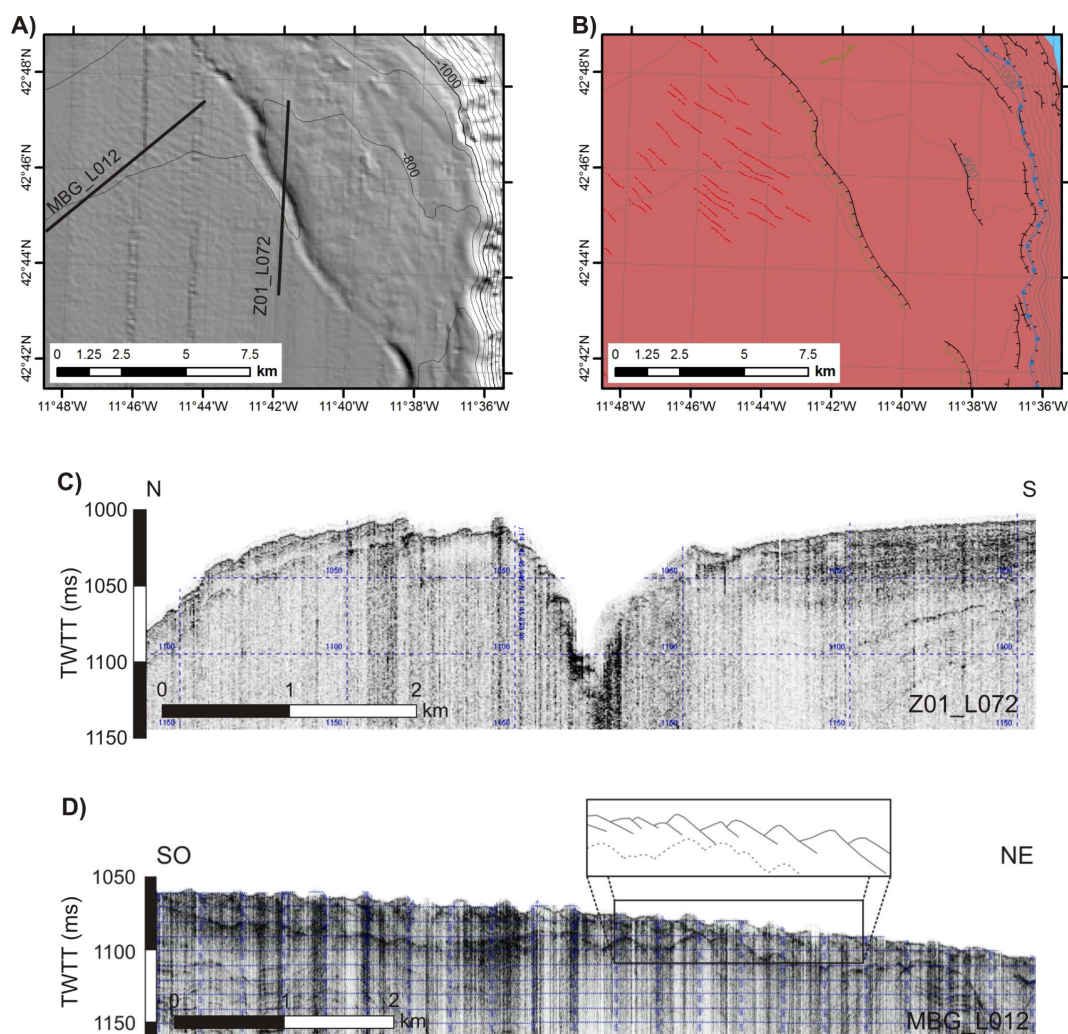
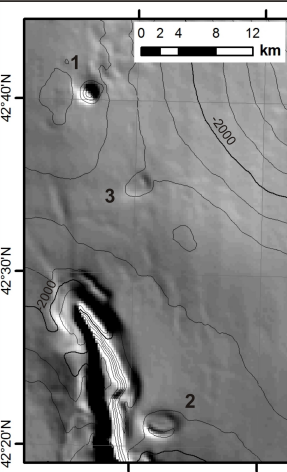
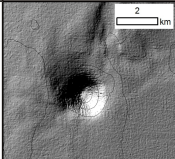
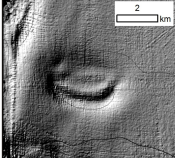
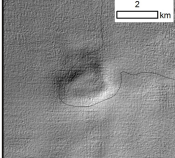


Figura 5.36: Detalle del techo del banco de Galicia en el que se aprecian un escarpe tectónico con un surco erosivo asociado al mismo, y ondas sedimentarias. A) Modelo de sombras realizado a partir de un modelo digital de elevaciones de detalle, de 75\*75 m, con iluminación desde el noreste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. C) Perfil de sísmica de alta resolución TOPAS transversal al escarpe tectónico y el surco asociado. D) Perfil de sísmica de alta resolución TOPAS transversal a los trenes de ondas sedimentarias localizados en el techo del banco de Galicia. La localización de los perfiles sísmicos se muestra en A.

Cuadro 5.2: Resumen comparativo de la descripción morfológica de las tres grandes depresiones de contorno aproximadamente circular identificadas en la región de bancos submarinos, al este del banco de Galicia. El modelo digital de elevaciones (MDE) sombreado general tiene iluminación artificial desde el noreste, y sobre él se han trazado contornos cada 100 m. Los MDE de detalle tienen iluminación artificial desde el noroeste, y han sido elaborados a partir de la batimetría de alta resolución obtenida durante la campaña del proyecto BURATO 4242.

<i>MDE general</i>	Nombre	<i>MDE</i>	<i>Morfología en planta</i>	<i>Simetría (y tipo)</i>	$\varnothing_{max}$	$\varnothing_{min}$	<i>Prof. máxima relativa</i>
	1 (O Gran Burato)		Circular	Sí (Radial)	4000 m N-S	3000 m O-E	375 m
	2 (A Orella)		Elíptica	Sí (Especlar eje N-S)	5000 m O-E	3500 m N-S	165 m
	3		Irregular	No	4000 m SO-NE	2000 m NO-SE	60 m

dirección NNO-SSE, NO-SE y NE-SO. Tienen una longitud media de 4,8 km, aunque algunas superan los 15 km, y en sección muestran perfiles generalmente en forma de ‘u’ (Figura 5.37), con una anchura media de 1 km y laderas con pendientes generalmente inferiores a 8°. La información sísmica de alta resolución *TOPAS* muestra continuidad de los reflectores en las paredes y en el fondo de las depresiones (Figura 5.37, C), de modo que no parecen tener un carácter erosivo. A mayor profundidad, se observa deformación frágil relativamente reciente de las unidades sedimentarias superiores, en forma de fallas normales subverticales, (Figura 5.37, D), por lo que su origen parece estar relacionado con esa fracturación subsuperficial. Estas morfologías fueron identificadas como rasgos de origen estructural por Vázquez *et al.* (2008) [312] y Ercilla *et al.* (2008, 2011) [109, 107].

En la misma zona en que se han identificado los *furrows* estructurales antes descritos, se observan tres grandes depresiones de contorno aproximadamente circular y de carácter erosivo. Sus características morfológicas se describen de manera resumida en el Cuadro 5.2. El origen de estas estructuras parece estar relacionado con el escape de fluidos hacia la superficie a través de la fracturación más reciente, favorecida especialmente sobre bloques de basamento tipo *horst*, limitados por fallas normales, que han sido reactivados durante el Cenozoico. Esta reactivación pliega la cobertera sedimentaria de manera antiformal, generando además una fracturación de las unidades sedimentarias más recientes, desacoplada respecto de la deformación previa (Vázquez *et al.*, 2008; Ribeiro, 2011) [312, 258]. De modo que su génesis parece estar ligada a la de los *furrows* estructurales antes descritos. Vázquez *et al.* (2009) [311] relacionaron el origen de la mayor de estas estructuras (*O Gran Burato*) con el ascenso diapírico de la unidad sismoestratigráfica 3, constituida por arcillas y esquistos negros que pueden tener cierta movilidad, pero esta posibilidad parece menos plausible (Ribeiro, 2011) [258].

El borde del techo del banco de Galicia y su talud hacia el sur, donde linda con la zona donde predominan las estructuras tipo *semigraben* (Ercilla *et al.*, 2008) [109], muestran morfologías de anfiteatro que se relacionan típicamente con procesos de deslizamientos gravitacionales (Figura 5.38). Además, hacia el sur se identifican también morfologías que pueden asociarse a fenómenos de transporte en masa, que ya fueron descritas por Ercilla *et al.* (2011) [107] (Figura 5.38). Entre los altos estructurales e incidiendo sobre las cicatrices en forma de anfiteatro que limitan el techo del banco de Galicia, se observa la excavación de una red de drenaje hacia el sur, cuyos barrancos desembocan en el margen profundo de Galicia (Figura 5.29).



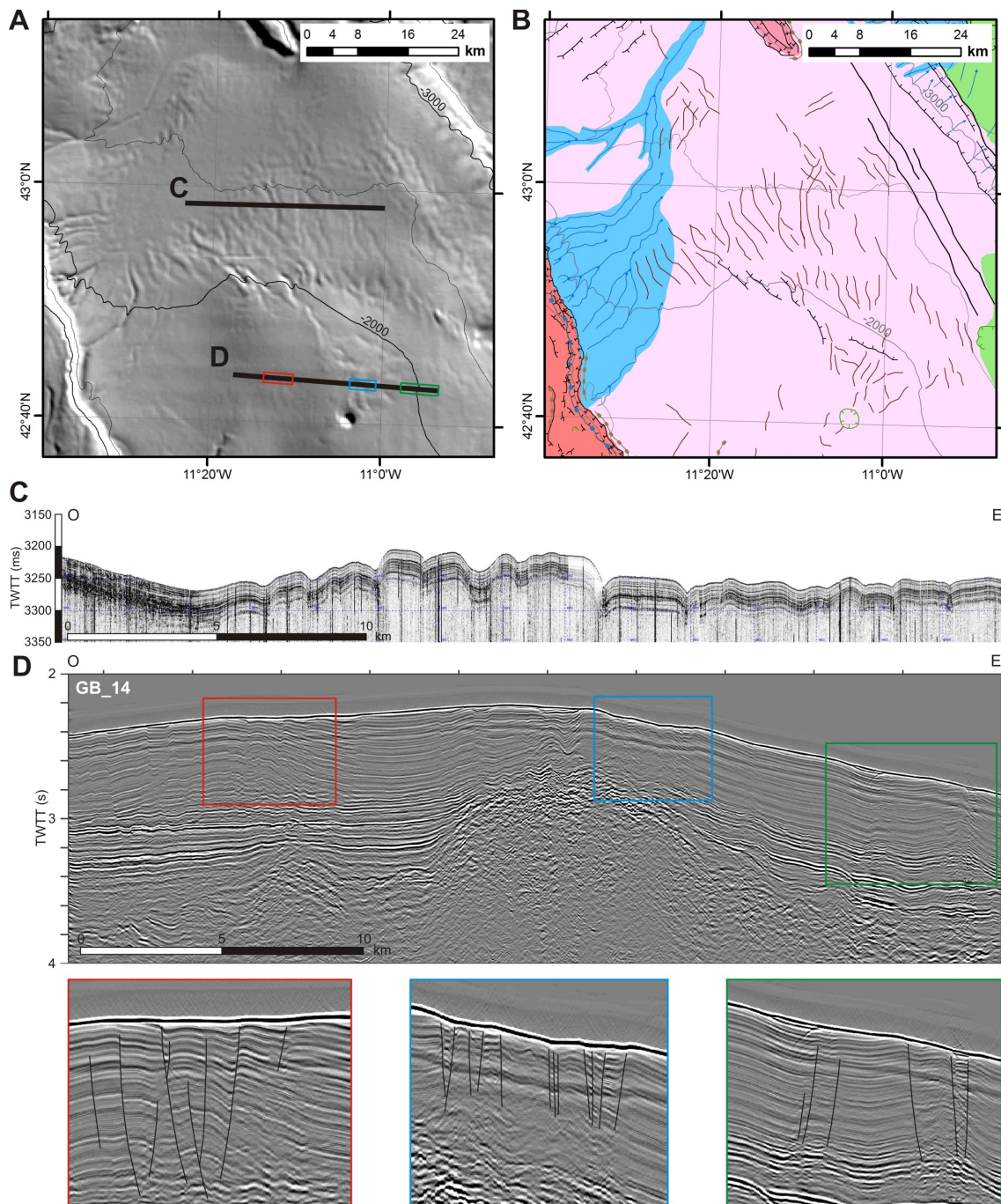


Figura 5.37: Detalle de *furrows* estructurales en la región de bancos submarinos. A) Modelo de sombras con iluminación desde el noreste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. D) Línea sísmica de reflexión multicanal GB.14 (proyecto BURATO 4242) transversal a varios *furrows* estructurales al norte de la depresión circular de grandes dimensiones conocida como O Gran Burato. Los rectángulos de colores marcan zonas donde se ha aplicado un zoom (debajo, interpretado), y la localización se indica en A. C') Perfil de sísmica de alta resolución TOPAS transversal a los lineamientos mostrando su relación con fallas subverticales de pequeño salto vertical. Su localización se indica en A.

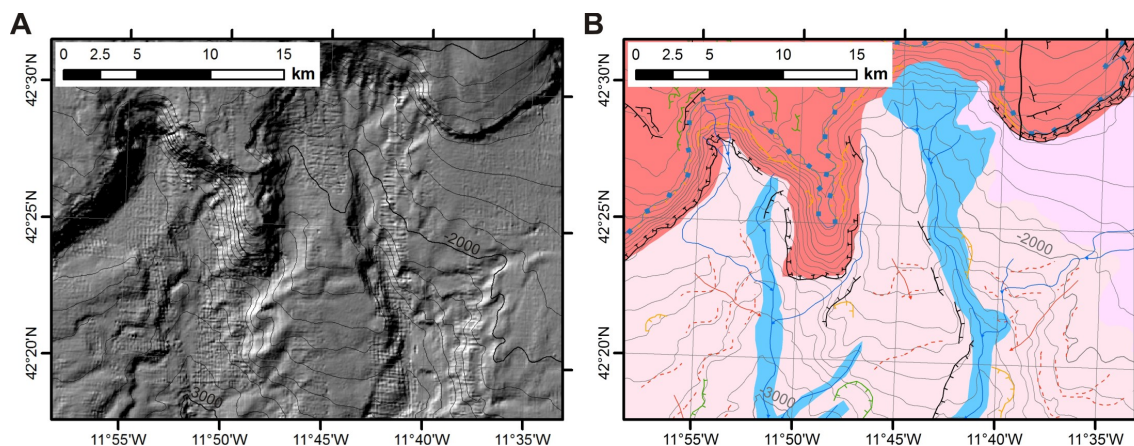


Figura 5.38: Detalle de morfologías relacionadas con fenómenos de deslizamientos gravitacionales y transporte en masa al sur del banco de Galicia. A) Modelo de sombras realizado a partir de un modelo digital de elevaciones de detalle, de 75\*75 m, con iluminación desde el noreste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29.

Con más detalle, en el techo del banco de Galicia se localiza un cuerpo de sedimentos actuales que presentan trenes de ondas sedimentarias de crestas rectilíneas bien desarrollados. Las crestas se alargan en dirección NO-SE, y estas formas sedimentarias muestran una longitud de onda media de 250 m, con una amplitud de hasta 3 m. La presencia de este tipo de morfologías supone una circulación hidrodinámica intensa sobre el lecho marino, que es responsable de la generación de estas formas sedimentarias y de los surcos erosivos descritos anteriormente (Figura 5.36).

### Margen profundo de Galicia

La región de bancos submarinos está separada de la llanura abisal de Iberia, al oeste, por el denominado margen profundo de Galicia (Murillas *et al.*, 1990) [221]. Las profundidades en esta región del margen continental varían entre 3470 m, al pie del escarpe oeste del banco de Galicia, y 5330 m, en la transición con la llanura abisal de Iberia en las proximidades del extremo oeste del talud inferior compresivo, con el que linda también hacia el noroeste. En esta zona la morfología del fondo es bastante regular, con una pendiente media inferior a 1,2° y perfil batimétrico de plano a ligeramente convexo, probablemente relacionado con los fenómenos de depósito gravitacionales y turbidíticos. Destaca la presencia de algunos altos de basamento aislados que forman pequeñas crestas alargadas en dirección N-S a NE-SO (Figura 5.23); se trata de bloques de corteza continental fallados y basculados de forma extrema, como se observa en varias líneas sísmicas transversales a los mismos (Figuras 5.1 y 5.2). En esta zona es posible identificar también grandes cicatrices de deslizamiento y depósitos de flujo de masa asociados a éstas (Figura 5.29), que ya han sido descritos con anterioridad por Ercilla *et al.* (2011) [107].

### Talud inferior abrupto

Hemos denominado talud inferior abrupto a la región del talud continental de relieve escarpado que rodea el área de bancos submarinos y el margen profundo de Galicia por el noroeste, conectando con la llanura abisal de Iberia a más de 5300 m de profundidad, y por el norte, dando paso a la llanura abisal de Vizcaya a poco más de 5000 m de profundidad. También se ha identificado al pie de las plataformas marginales al noroeste de Galicia, actuando como transición entre éstas y la llanura abisal de Vizcaya. Hacia el margen norte, se identifica este talud escarpado desde profundidades próximas a los 500 m, en el borde norte de la plataforma marginal de Ortegal, hasta 4900 m de profundidad, donde comienza la planicie abisal de Vizcaya. Presenta pendientes medias de entre 8° y 10° bordeando el área de bancos submarinos, y la zona de plataformas marginales hacia el noroeste, mientras que en el margen norte se miden pendientes medias más pronunciadas, alrededor de los 14°, con zonas de hasta 20° de media.



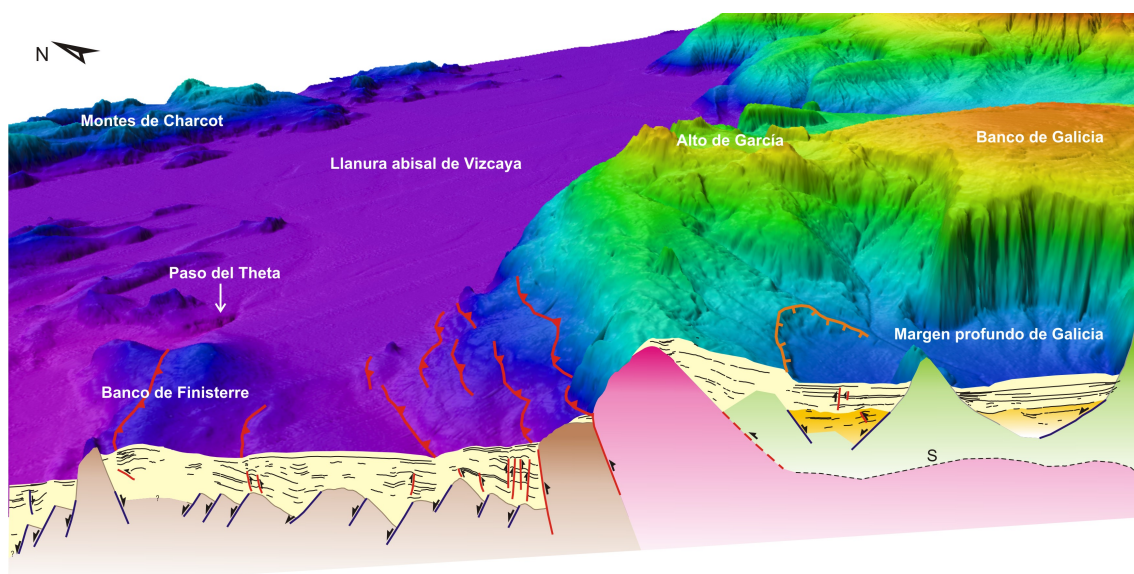


Figura 5.39: Bloque diagrama que muestra una perspectiva del talud inferior abrupto al noroeste de la región de bancos submarinos. El modelo digital en 3D está realizado a partir de la malla batimétrica obtenida con datos de ecosonda multihaz. En sección, se muestra un esquema de la estructura en profundidad, deducida a partir de las líneas sísmicas ERGAP\_B28 (de trazado coincidente, Figura 5.3) y ERGAP\_B26 y ERGAP\_B17 (próximas al trazado de la sección esquemática, Figuras 5.2 y 5.4). La leyenda del esquema en sección es como la de las líneas sísmicas en que se basa. Sobre el modelo 3D se muestra en color rojo el trazado de algunas estructuras compresivas, y en naranja una cabecera de deslizamiento que limita entre el talud inferior abrupto y el margen profundo de Galicia. Exageración vertical  $\simeq 6$ .

A lo largo de todo el talud inferior hay pequeños escarpes y cambios de pendiente que en muchas ocasiones parecen tener un origen estructural. Tal es el caso de los cambios de pendiente relacionados con la presencia de cabalgamientos, localizados fundamentalmente en la parte inferior del talud (Figura 5.39). Más lejos de la zona de emersión continental, los cambios de pendiente se relacionan en profundidad con fallas normales en el basamento continental (p. ej. Figura 5.4) o que afectan a la cobertera sedimentaria post-*rift* (Figura 5.5), y también hay escarpes originados por la erosión de la cobertera sedimentaria (Figura 5.5).

La cobertera sedimentaria es muy escasa en el talud inferior abrupto, especialmente al noroeste y al norte de la región de bancos submarinos. En la zona inferior de esta parte del talud, afloran directamente bloques cabalgantes de basamento, ya sea corteza oceánica, manto serpentizado o, hacia el norte, corteza continental (Figuras 5.2, 5.3, 5.5 y 5.6). En la zona interior, hacia el margen profundo de Galicia, la cobertera sedimentaria se encuentra afectada por la deformación compresiva, pero no se observa un reflejo morfológico claro de la misma y los escarpes que se observan en superficie se relacionan con procesos erosivos y gravitacionales (Figuras 5.4 y 5.39).

### 5.2.2.3. Llanuras abisales

En la zona de trabajo se identifican las llanuras abisales de Vizcaya, al norte, y de Iberia, al oeste y suroeste (Figura 5.29). La frontera entre ambas está marcada por la presencia de montes submarinos de fábrica oceánica (los montes submarinos de Coruña y Charcot).

#### Llanura abisal de Vizcaya

Hacia el norte en el área de estudio se localiza la llanura abisal de Vizcaya. Presenta profundidades mínimas próximas a los 4700 m al pie del talud, y máximas próximas a 5200 m, con una profundidad media de 4900 m en el área cartografiada (Figura 5.23). En el margen norte se observa un suave gradiente batimétrico hacia el oeste, con una pendiente media de  $0,02^\circ$ , mientras que al noroeste de Galicia y al norte del banco de Galicia, este gradiente vira a una dirección oeste-suroeste y aumenta a  $0,04^\circ$ .

Un rasgo geomorfológico muy destacable en la llanura abisal de Vizcaya es la presencia de un complejo sistema de canales abisales, que han sido descritos en detalle por Jané *et al.* (2011) [144]. Son el extremo distal de los sistemas turbidíticos Céltico-Armoricano y Cap Ferret - Cap Bretón (p. ej., Bourillet *et al.*, 2006; Ercilla *et al.*, 2008; Gómez-Ballesteros *et al.*, 2014) [47, 106, 129]. Estos dos sistemas confluyen en el estrechamiento que se produce en la llanura abisal entre la zona de las plataformas marginales al noroeste de Galicia y los Montes de Charcot. A partir de ahí y hacia el oeste-suroeste, siguen un trazado relativamente sinuoso para converger finalmente en un abrupto estrechamiento, denominado paso del Theta, que comunica la llanura abisal de Vizcaya con la llanura abisal de Iberia a través de los montes de Coruña (Laughton, 1960) [164] (Figura 5.40). Los canales abisales tienen una profundidad de incisión de hasta 15 m y una anchura máxima de 20 m, y ocasionalmente desarrollan diques laterales. En general tienen carácter erosivo en su curso por la llanura abisal de Vizcaya, y deposicional a partir del paso del Theta hacia la llanura abisal de Iberia (Jané *et al.*, 2011) [144].

### Llanura abisal de Iberia

La llanura abisal de Iberia se extiende al oeste y suroeste en la zona de estudio con una profundidad media de aproximadamente 5300 m (Figura 5.23). Al suroeste de la región de bancos submarinos comienza a una profundidad de 4900 m, y la pendiente media es inferior a  $0,35^\circ$ , con amplias zonas de gradiente batimétrico medio nulo (Figura 5.26). Sobre esta llanura abisal se localiza el monte oceánico 5100 (Figura 5.23), denominado así por su batimetría mínima; es un relieve de más de 400 m, alargado en dirección norte-sur, en el que aflora la cresta de peridotitas que limita la zona de exhumación de manto litosférico en su parte distal (p. ej., Whitmarsh *et al.*, 1993) [328].

Como se ha expuesto con anterioridad, la llanura abisal de Iberia (profundidad media de 5300 m) está conectada con la de Vizcaya (profundidad media de 4900 m) a través del paso del Theta (Figuras 5.23 y 5.40). Este canal, desarrollado entre los montes de Coruña, tiene un relieve escarpado de 175 m de altura relativa. Forma un valle estrecho en forma de 'v' en la zona de cabecera, que rápidamente se ensancha y pasa a tener un fondo en forma de U. Su cabecera incide sobre la llanura abisal de Vizcaya en forma de 'v', con los bordes ondulados por la superposición de cicatrices de deslizamiento en forma de anfiteatro. Las laderas en esta zona de cabecera son escalonadas, y en el fondo se encuentran formas de erosión tipo pothole, con un relieve máximo de 75 m. El paso del Theta canaliza hacia la llanura abisal de Iberia los aportes sedimentarios procedentes de los extremos distales de los sistemas turbidíticos Céltico-Armoricano y Cap Ferret - Cap Bretón (p. ej., Bourillet *et al.*, 2006; Ercilla *et al.*, 2008; Gómez-Ballesteros *et al.*, 2014) [47, 106, 129]. Estos aportes sedimentarios quedarían depositados al llegar a la llanura abisal de Iberia, al sur de los montes submarinos de Coruña.

Los aportes sedimentarios no pelágicos que recibe la llanura abisal de Iberia son muy limitados debido a la presencia de la región de montes submarinos, que actúan de barrera para los aportes procedentes de la península Ibérica. Aparte de los sedimentos procedentes de la llanura abisal de Vizcaya y que canaliza el paso del Theta, hacia el sur en la zona de estudio, alrededor de los  $12^\circ$  O de longitud, se identifica otra zona de aporte sedimentario donde confluye la red de drenaje que capta material detrítico procedente de la región de bancos submarinos. Aquí llega material transportado tanto desde el norte, como se observa en la región cartografiada en detalle (Figura 5.29), como desde el sur y el este, como se intuye a partir de los modelos digitales de elevaciones de menor resolución (Figura 4.6).

### Montes submarinos de Coruña y Charcot

En los fondos abisales cartografiados con detalle en este trabajo, se localizan dos regiones de relieve relativamente escarpado y fábrica oceánica, que son los denominados montes submarinos de Coruña y de Charcot (Figura 5.23). Estos relieves forman parte del cinturón extensivo extinto de la dorsal cretácica que dio lugar a la apertura del golfo de Vizcaya (Williams, 1975) [331], aunque en parte este relieve parece estar rejuvenecido por la actividad compresiva pirenaica (p. ej., Emery y Uchupi, 1984; Medialdea *et al.*, 2009) [103, 204]. Los montes de Charcot se localizan sobre la llanura abisal de Vizcaya y están constituidos por dos agrupaciones de crestas alargadas en dirección E-O, separadas por un valle, de las cuales sólo parte de la que se encuentra más al sur ha

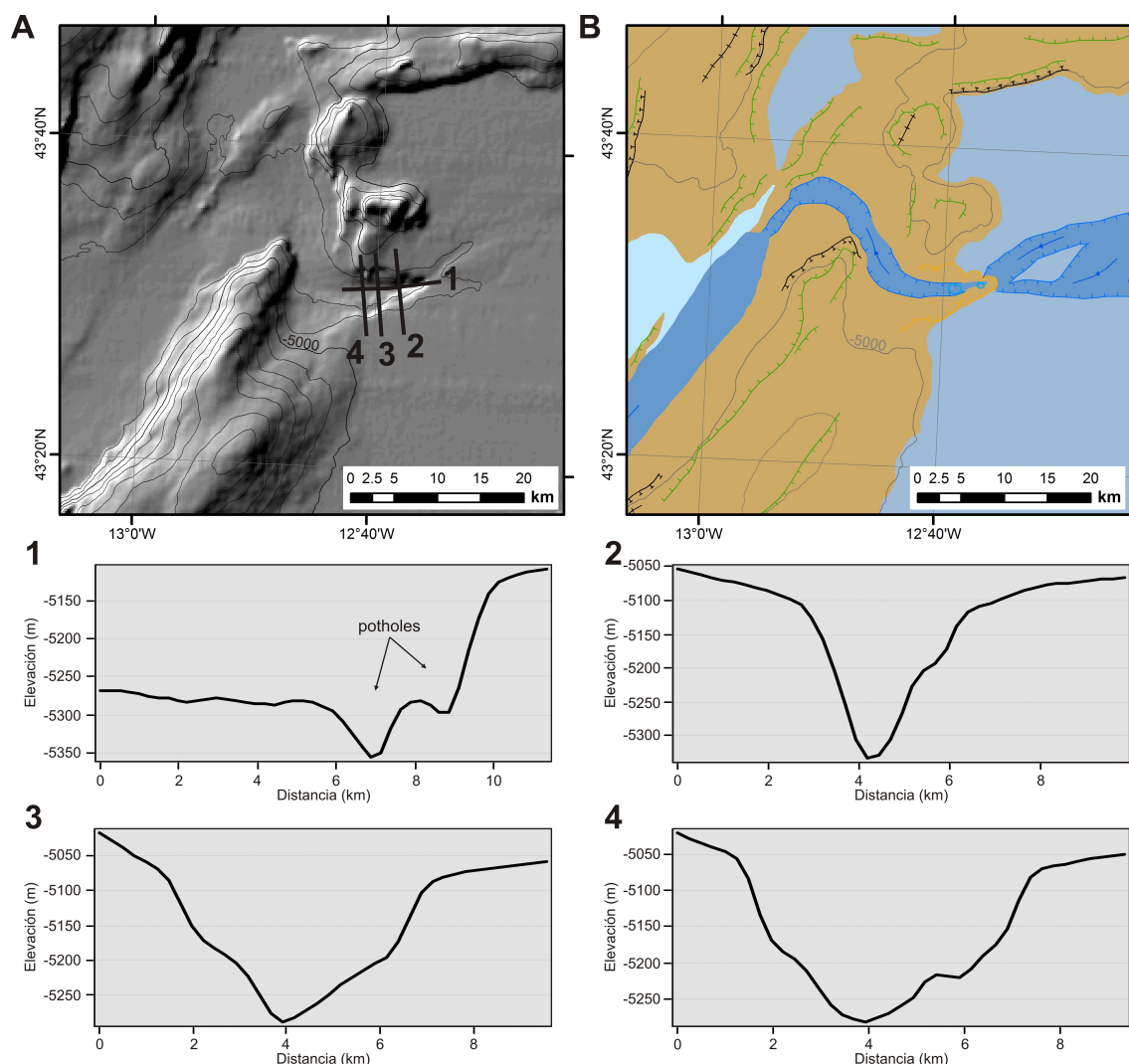


Figura 5.40: Detalle de la zona del paso del Theta, que une la llanura abisal de Vizcaya con la llanura abisal de Iberia a través de los montes de Coruña. A) Modelo de sombras con iluminación desde el noroeste. B) Interpretación geomorfológica; la leyenda se muestra en la Figura 5.29. 1-4: Perfiles batimétricos en la cabecera del paso del Theta, su posición se muestra en A.

sido cartografiada aquí. Los montes de Coruña presentan dos alineaciones estructurales principales: E-O, hacia la llanura abisal de Vizcaya, y NE-SO, hacia la llanura abisal de Iberia. Los montes de Coruña presentan elevaciones relativas de hasta 1300 m respecto a las llanuras abisales próximas, mientras que en la rama sur de los montes de Charcot que se ha cartografiado, el relieve es más escarpado y supera los 2000 m de elevación respecto a la llanura abisal de Vizcaya.

En los montes de Charcot se observa un relieve más abrupto que en los montes de Coruña; abundan más los escarpes, y en ellos las pendientes son más pronunciadas (Figura 5.26). Esto favorece los fenómenos gravitacionales asociados a esta región, en la que es posible identificar gran cantidad de cicatrices de deslizamiento (Figura 5.29).

El extremo sureste de los montes de Coruña, con el banco de Finisterre, linda con el pie del talud al noroeste de la región de bancos submarinos, haciendo de barrera entre la llanura abisal de Vizcaya y la llanura abisal de Iberia, y dejando como zona de comunicación el estrecho paso del Theta que se ha descrito antes (Figuras 5.39 y 5.40). En el perfil sísmico ERGAP\_B28 (Figura 5.3) se puede apreciar cómo la elevación del banco de Finisterre está relacionada con la reactivación de estructuras de fábrica oceánica y la deformación compresiva de la cobertera sedimentaria.

### 5.2.3. Mapa morfotectónico

El análisis conjunto de la geomorfología de la zona de estudio y su relación con estructuras de origen tectónico en profundidad, permite la elaboración de una cartografía morfotectónica del margen continental (Figura 5.41). En el mapa geomorfológico se han identificado varias familias de lineamientos de origen estructural, con diversas orientaciones preferentes:

- NNO-SSE a N-S: Fallas normales del *rift* al oeste de Galicia. Bajo la compresión cenozoica en dirección NO-SE, estas estructuras se reactivarían como desgarres lateral-izquierdos. Durante la reactivación también tendrían una cierta componente compresiva, como se ha descrito en el entorno de la cresta de peridotitas más al sur (Masson *et al.*, 1994) [194].
- NE-SO a NNE-SSO: Fallas generadas probablemente durante las últimas etapas del orógeno hercínico o durante el comienzo del ciclo alpino, reactivadas durante el *rift* cretácico como desgarres y fallas de transferencia en el margen oeste y como fallas normales, desgarres y fallas de transferencia hacia el margen noroeste y al noroeste de la región de bancos submarinos. Estas estructuras fueron reactivadas e invertidas durante la compresión, dando lugar también al plegamiento de la cobertera sedimentaria por la reactivación de bloques de basamento continental, incluso hasta la zona sur de la región de bancos submarinos en el área cartografiada (descritos con anterioridad por Vázquez *et al.*, 2008) [312]. Al noroeste de Galicia, varias estructuras de dirección NNE-SSO segmentan el margen y son reactivadas como desgarres durante la inversión tectónica del margen, de manera similar a lo que ocurre en la zona de transferencia de Santander en la parte oriental del golfo de Vizcaya (Roca *et al.*, 2011) [260], o en tierra en los desgarres de la falla de Pamplona en el Pirineo occidental y la falla de Toulouse en el Pirineo central (Chevrot *et al.*, 2014) [71].
- NO-SE: Fallas generadas probablemente durante las últimas etapas del orógeno hercínico o durante el comienzo del ciclo alpino, reactivadas como desgarres lateral-derechos durante el proceso de *rift* cretácico y la compresión cenozoica.
- ENE-OSO a E-O: Parte de estas estructuras son fallas generadas probablemente durante las últimas etapas del orógeno hercínico o durante el comienzo del ciclo alpino, reactivadas como fallas normales durante la apertura del golfo de Vizcaya en el Cretácico e invertidas durante la compresión cenozoica. Otras tienen un origen más reciente, en relación con la tectónica alpina, tratándose de estructuras compresivas que afectan a la corteza oceánica de edad cretácica.

La sismicidad que se observa en la zona de estudio (Figura 2.20) indica que gran parte del margen continental se encuentra actualmente bajo un régimen de esfuerzos de desgarre, siendo de tipo transpresivo hacia la mitad sur-sureste del área de trabajo, y con componente transtensiva hacia la mitad norte-noroeste (Figura 2.23). La actividad sísmica más reciente se ha relacionado con fallas direccionales y normal-direccionales, como indican los mecanismos focales calculados hasta la actualidad (Figura 2.20).

En general, se observa un cambio en las direcciones predominantes de las estructuras tectónicas cartografiadas al sur y al norte de la latitud 42° 40' N (Figura 5.42). Hacia el sur, se observa la predominancia de las estructuras de dirección NNO-SSE a N-S, con una buena representación de la familia de estructuras de dirección NE-SO, y una representación menor de las de dirección NO-SE (Figura 5.42, A). Al norte de la latitud 42° 40' N, predominan las estructuras de dirección NE-SO a NNE-SSO, así como las de dirección ENE-OSO a E-O, y también cobra más protagonismo la familia de estructuras de dirección NO-SE (Figura 5.42, B). Las estructuras de componente normal relacionadas con la fase de *rift* al oeste de Galicia tienen como dirección predominante la N-S a NNO-SSE al sur de la latitud 42° 40' N. Al norte de esta latitud, presentan un giro hacia NO-SE, como en el caso de las fallas normales que limitan el segmento norte de la cuenca interior de Galicia con la región de bancos submarinos y las plataformas marginales. Los desgarres NE-SO que compartimentan el margen oeste también se observan más norteados al norte de esa latitud. En la región de bancos submarinos, especialmente al este del banco de Galicia, la acumulación de material sedimentario es importante, y esta cobertera enmascara la estructura del basamento. No obstante, la actividad tectónica durante el Cenozoico da como resultado la aparición de suaves

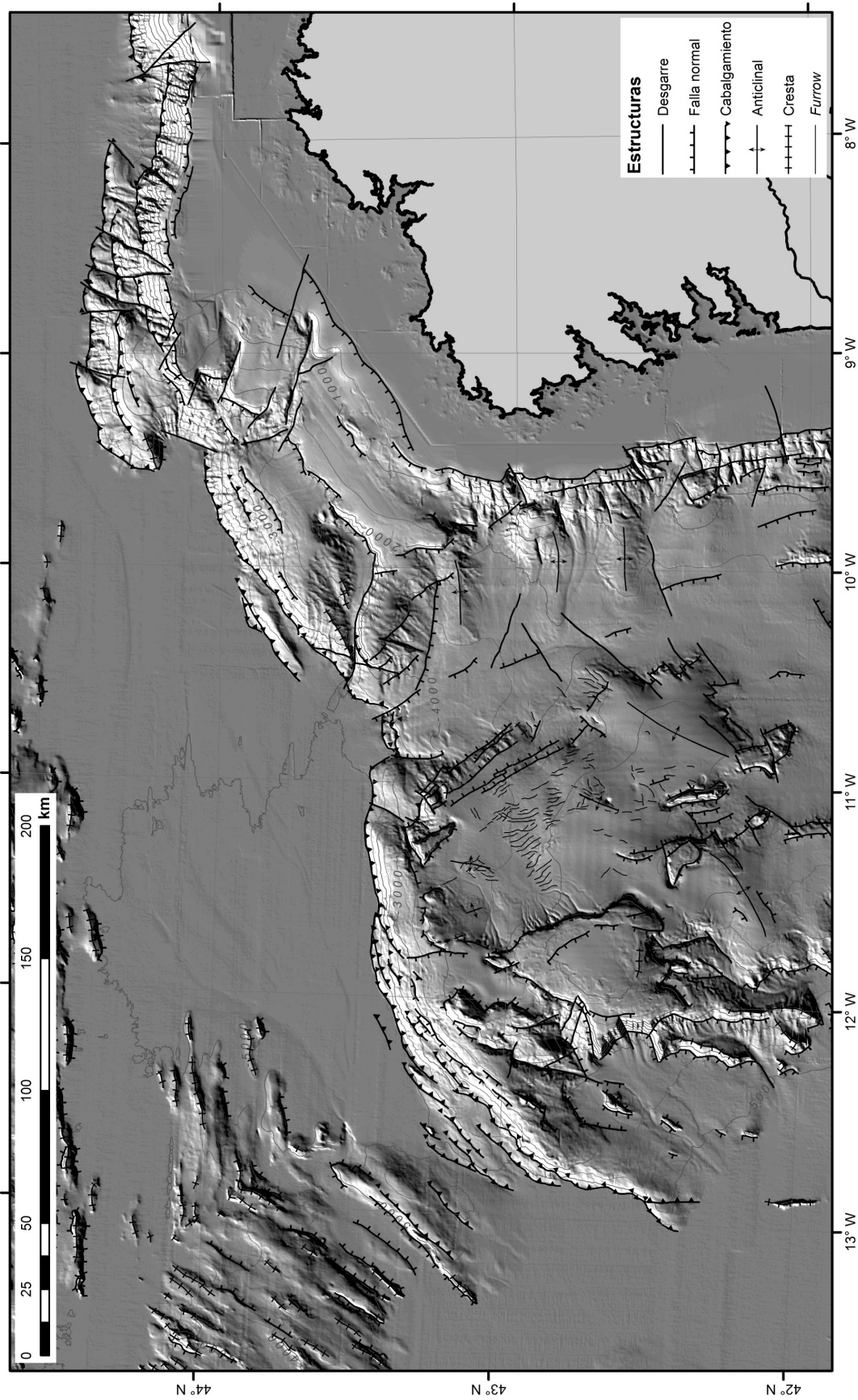


Figura 5.41: Mapa morfoestructural del margen continental de Galicia, sobre modelo de sombras realizado a partir del digital del elevaciones, iluminado desde el noroeste. Contornos batimétricos cada 500 m (gris).



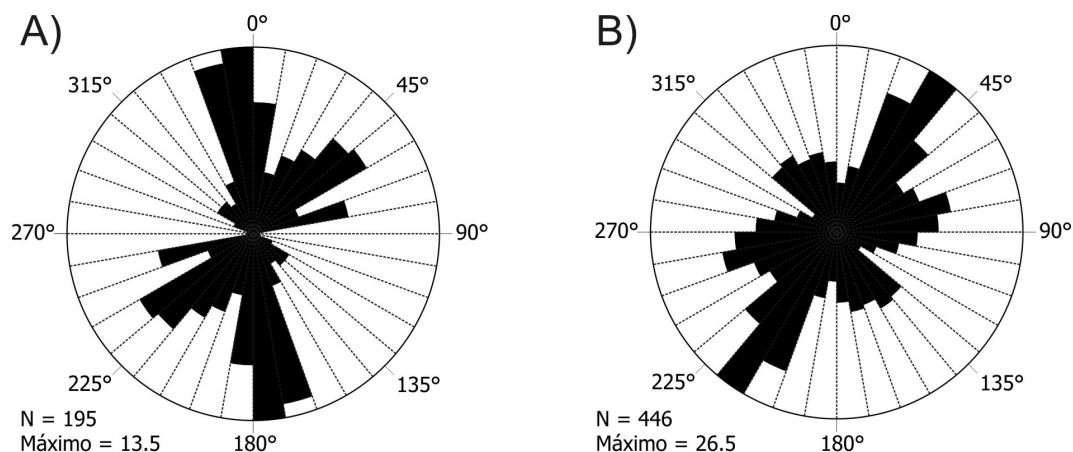


Figura 5.42: Diagrama de rosa representando las direcciones de las estructuras tectónicas cartografiadas en el margen con criterios morfológicos. A) Diagrama de rosa de las direcciones estructurales al sur de la latitud  $42^{\circ} 40'$  N. B) Diagrama de rosa de las direcciones estructurales al norte de la latitud  $42^{\circ} 40'$  N. Diagramas realizados con la aplicación informática de uso libre *Stereo32* (*Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik. Ruhr-Universität Bochum*)

pliegues anticlinales sobre bloques basculados que son reactivados, y también aparecen nuevas estructuras frágiles en la cobertera sedimentaria que tienen como reflejo morfológico los *furrows* estructurales descritos antes.

En el margen noroeste de Galicia, las estructuras que actuaron con componente normal durante la fase de *rift* en el Cretácico tienen orientación NE-SO. Estas mismas estructuras fueron invertidas durante el episodio compresivo posterior, dando lugar al levantamiento de pequeñas subcuencas de tipo *graben* o *semigraben* que constituyen las plataformas marginales que se observan en la actualidad (Murillas *et al.*, 1990) [221], donde la cobertera sedimentaria enmascara de nuevo la expresión morfológica de las estructuras del basamento. En esta zona, la incisión de la red de drenaje, con cañones como los de Laxe, Coruña y Ferrol, acentúa la expresión morfológica de desgarres en dirección NO-SE y ONO-ESE.

El cinturón compresivo asociado al margen norte de Iberia y que continúa hasta el norte de la región de bancos submarinos en el margen oeste de Galicia, es generalmente estrecho (menos de 10 km de anchura media), salvo en zonas donde se identifican salientes, como ocurre: al noroeste de la región de los bancos submarinos, en relación con el banco de Finisterre; al noroeste de Galicia al pie de la plataforma marginal de Castro; al norte de la plataforma marginal de Ortegal. Además, en general no se desarrolla un prisma de acreción relacionado con este frente compresivo (Figura 5.39). En cambio, el basamento presenta estructuras compresivas de buzamiento elevado con un salto vertical muy grande, próximo a los 2 s (TWTT), que afectan tanto a basamento continental, como a la cresta de peridotitas (cuando sigue presente en el margen) y a la corteza oceánica en la zona de emersión continental (Figuras 5.1 - 5.3, 5.5 y 5.6).

## Capítulo 6

# Discusión

En este capítulo se desarrolla una discusión sobre el conjunto de resultados que se presentan en el Capítulo 5. La primera sección de esta discusión se centra en algunos aspectos de la metodología seguida en el análisis de los datos gravimétricos, mientras que el resto de las secciones giran entorno al objetivo fundamental de este trabajo de investigación, que es el conocimiento de la estructura profunda del margen continental de Galicia y su relación con la morfología que se observa en el lecho oceánico. Para lograr este objetivo principal, se abordarán discusiones parciales sobre ciertos aspectos de especial interés, y que permitirán finalmente establecer una serie de conclusiones sobre la geometría e implicaciones geodinámicas del margen gallego en el contexto general del Atlántico Noreste.

### 6.1. Utilidad de la metodología empleada en el análisis de la estructura profunda

#### 6.1.1. Aplicación de filtros a la malla de anomalía de Bouguer

Durante el análisis gravimétrico realizado, una herramienta esencial ha sido la separación de las anomalías de índole regional, relacionadas con fuentes profundas, generalmente del manto litosférico o del contacto corteza-manto, de las anomalías residuales, que se relacionan con fuentes de la corteza. Para hacer esta separación, se suelen aplicar fundamentalmente dos metodologías diferentes:

1. Realizar un cálculo de la prolongación analítica ascendente de la señal gravimétrica. Esto simula un alejamiento de la fuente que genera las anomalías, de forma que se atenúan las de menor longitud de onda, generalmente relacionadas con fuentes superficiales, y se obtiene una malla suavizada de anomalía regional. Si a la malla de anomalías original se le sustrae la regional, se obtiene una malla de anomalía residual que incluye todas las anomalías relacionadas con los cambios de densidad que se producen a una profundidad inferior o ligadas a cuerpos de menor entidad (Figura 6.1, A y B).
2. Realizar el cálculo y análisis del espectro radial 2D de frecuencias de la malla, e identificar frecuencias de corte concretas para la elección y aplicación de filtros digitales, tal como se ha explicado en las Secciones 4.3.6 y 5.1.2.3. Al aplicar diferentes filtros de frecuencia se pueden aislar grupos de anomalías según su longitud de onda, que se relacionan con contrastes laterales de densidad en diferentes rangos de profundidades y/o tamaños de los cuerpos.

Si se comparan los resultados obtenidos aplicando ambas metodologías en la malla de anomalía de Bouguer (Figura 6.1), se observa que, los resultados son parecidos sobre todo en lo que se refiere a la anomalía regional. Este parecido entre los resultados es mayor cuando se compara entre la malla obtenida con una prolongación analítica ascendente de 10 km (Figura 6.1, A) y la de longitud de onda larga que resulta de la aplicación de un filtro de paso bajo ( $\lambda > 150$  km). En cambio, el suavizado de la anomalía regional que se obtiene con la prolongación analítica ascendente de 20 km (Figura 6.1, B) es mucho mayor. Al comparar los mapas de anomalías residuales y el de anomalía

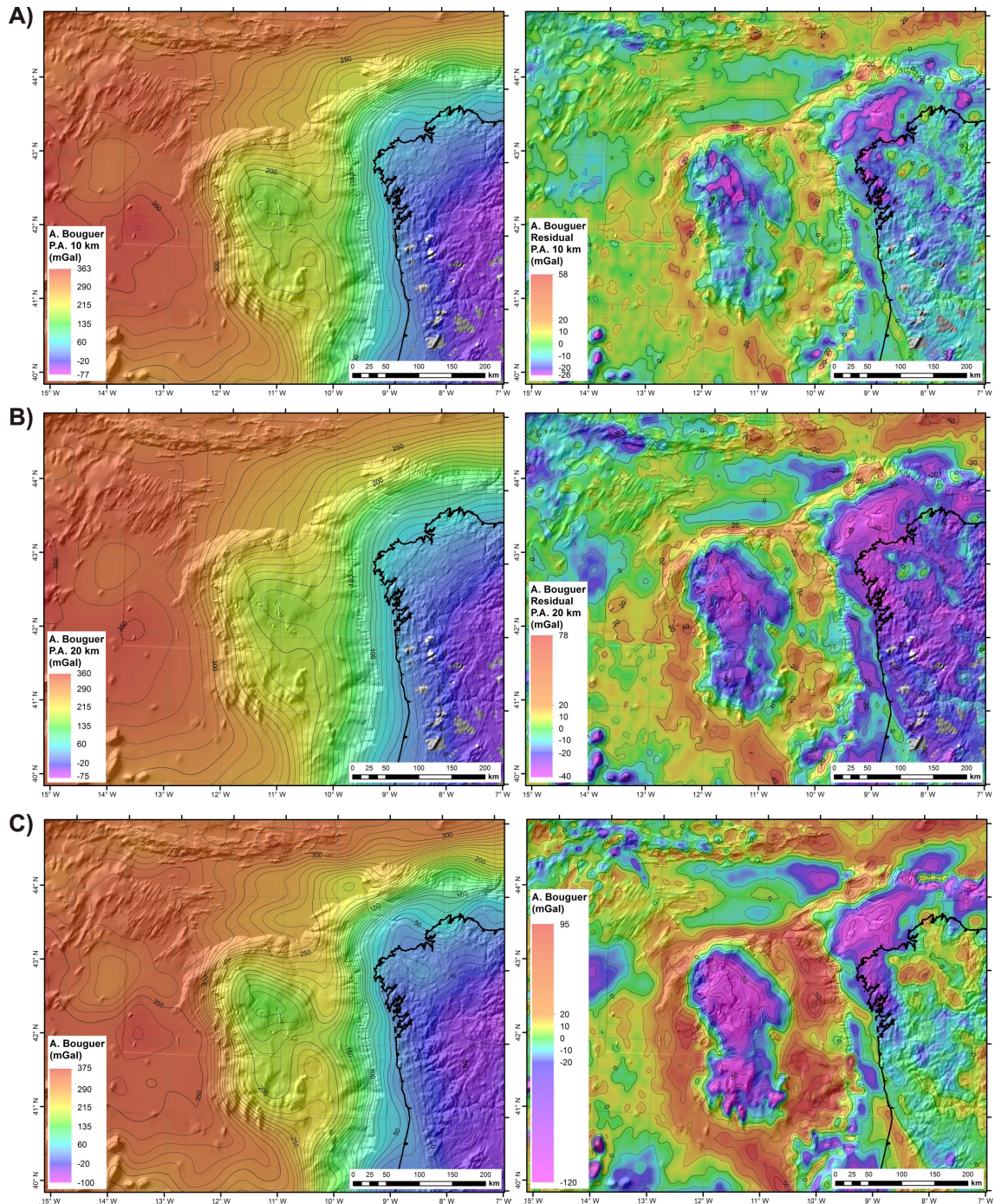


Figura 6.1: Comparación de los mapas de anomalía de Bouguer regional y residual que se obtienen mediante la aplicación de diferentes metodologías. A) Anomalía de Bouguer regional (izquierda) obtenida mediante el cálculo de la prolongación analítica ascendente a 10 km de altura, y anomalía de Bouguer residual (derecha) que resulta de la restar esta malla residual a la original; B) Anomalía de Bouguer regional (izquierda) obtenida mediante el cálculo de la prolongación analítica ascendente a 20 km de altura, y anomalía de Bouguer residual (derecha) que resulta de la restar esta malla residual a la original; C) Anomalía de Bouguer regional (izquierda) que resulta de la aplicación de un filtro de paso bajo ( $\lambda > 150$  km) para aislar las anomalías de longitud de onda larga, y anomalía de Bouguer de longitud de onda media (derecha) obtenida mediante la aplicación de un filtro de paso de banda ( $150 > \lambda > 33$  km) que suprime las longitudes de onda largas (regionales) y las más cortas (fuentes más superficiales y ruido).

de Bouguer de longitud de onda media ( $150 > \lambda > 33$  km), se observa la influencia que tienen las anomalías de menor longitud de onda ( $\lambda > 33$  km) en los mapas residuales (Figura 6.1, derecha), dándoles un aspecto sensiblemente más ‘ruidoso’ que en el mapa de longitud de onda media.

### 6.1.2. Análisis de los mapas gravimétricos de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$ km)

La malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga (regional) obtenida mediante el filtrado presenta una morfología muy aproximada a la que se observa en el mapa global de elevación de la Moho calculado recientemente en el ámbito del proyecto GEMMA (Reguzzioni y Sampietro, 2015) [249] (Figura 6.2, A y B). Para el cálculo de esta malla de profundidad de la Moho se han usado tanto datos gravimétricos del satélite GOCE, como la información procedente de perfiles sísmicos profundos, cuando están disponibles, que sirve para la calibración del modelo final (Reguzzioni y Sampietro, 2015) [249].

Se ha calculado un mapa de elevación de la Moho a partir de los modelos gravimétricos realizados en esta investigación (Sección 5.1.4) e incluyendo otro más de dirección E-O localizado hacia el sur en la zona de estudio, realizado por Sánchez de la Muela (2014) [284]. El mapa de elevación de la Moho obtenido por este método (Figura 6.2, C) tiene una cobertura restringida por la localización de los modelos, y hay efectos de borde debido a la heterogeneidad en la distribución de los puntos de muestreo con que se ha realizado el interpolado. A pesar de estas limitaciones, muestra un nivel de detalle mayor que el modelos del proyecto GEMMA (Figura 6.2, B) y una mejor correlación con las anomalías gravimétricas que se observan en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$  km) (Figura 6.2, A). Un ejemplo de la buena correlación entre ambos mapas se encuentra en la mitad norte de la cuenca Interior de Galicia, donde se identifica una mayor elevación relativa de la Moho que se relaciona directamente con el eje de anomalía de Bouguer positiva de longitud de onda larga que sigue la misma orientación (indicados como 1 en la Figura 6.2, A y C) y que no se observa tan bien en el mapa del proyecto GEMMA (Figura 6.2, B). Otra zona a destacar se localiza al pie de las plataformas marginales al noroeste de Galicia, donde se correlacionan un mínimo gravimétrico y una elevación menor de la Moho (indicados como 2 en la Figura 6.2, A y C) que no se identifica en cambio en el mapa del proyecto GEMMA (Figura 6.2, B). Que la morfología que se observa en la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga sea tan similar a la de la elevación de la Moho, corrobora que la metodología de filtrado empleada para aislar las anomalías relacionadas con la geometría de la Moho ha sido adecuada.

### 6.1.3. Análisis de los mapas gravimétricos de longitud de onda media ( $150 \text{ km} > \lambda > 33 \text{ km}$ ) y corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ )

Las anomalías gravimétricas de longitud de onda corta se encuentran relacionadas con fuentes de dimensiones más reducidas y que se localizan a menor profundidad. Aunque no son el principal objetivo de este trabajo, algunas de estas anomalías sí son muy relevantes para el propósito de este estudio por tener relación directa con estructuras tectónicas de primer orden. Así, la separación de los diferentes grupos de anomalías, tanto de longitud de onda media ( $150 \text{ km} > \lambda > 33 \text{ km}$ ) como de longitud de onda corta ( $33 \text{ km} > \lambda > 8 \text{ km}$ ), ha permitido identificar rasgos que quedaban parcialmente enmascarados por las anomalías de mayor longitud de onda, entre los que cabe destacar:

- La zona de hiperextensión de la corteza continental y exhumación del manto litosférico. Ésta se identifica en el mapa de anomalía de Bouguer sin filtrar como una banda de gradiente gravimétrico pronunciado ( $G1$ ,  $G2$ ,  $G4$  en la Figura 5.9). Una vez eliminada la componente regional, se identifica con mucha claridad la anomalía de longitud de onda media que se asocia con la presencia del basamento anómalamente denso y delgado que caracteriza esta zona de transición entre la corteza continental y la oceánica ( $M3$ - $M6$  y  $M10$ , Figura 5.13). Por debajo de este basamento delgado la Moho asciende hasta menos de 10 km de profundidad en una banda relativamente estrecha (Figuras 2.18, 2.34, ver modelos gravimétricos W-E\_1 y W-E\_2 y ERGAP\_B26 en la Figura 5.20).



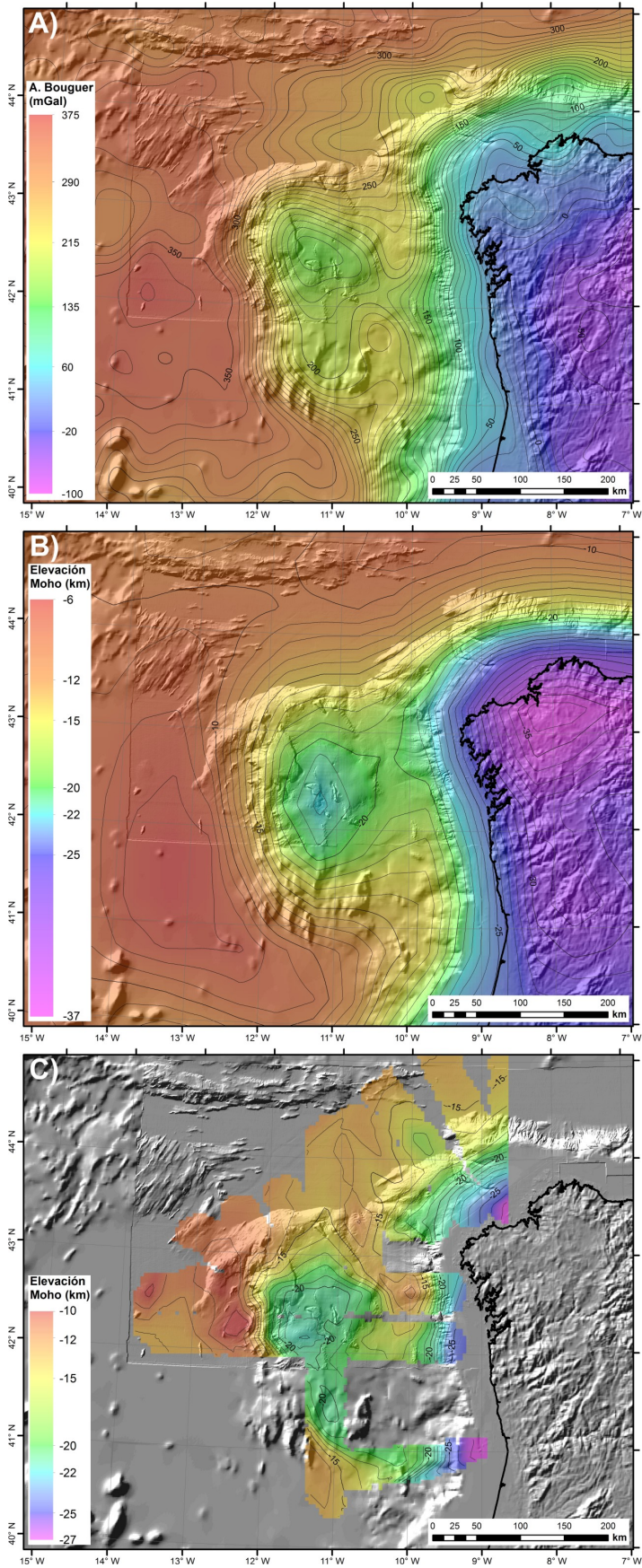


Figura 6.2 (página siguiente)



- El frente compresivo al noroeste y norte de la región de bancos submarinos y al noroeste de Galicia. Este frente compresivo incluye cabalgamientos que afectan a la corteza oceánica, y localmente al cuerpo de manto serpentizado, al oeste y noroeste de la región de bancos submarinos, que generan una serie de anomalías de Bouguer positivas de longitud de onda media ( $M1$ ,  $M2$ ,  $M9$  en la Figura 5.13) a corta ( $M1 - M3$  en la Figura 5.15). Estas anomalías positivas asociadas al frente compresivo van acompañadas hacia el norte de sendos mínimos gravimétricos, también de longitud de onda corta ( $m1 - m3$  en la Figura 5.15), relacionadas con la presencia de estrechas cuencas tipo *foredeep*.
- La zona donde la corteza continental se encuentra adelgazada en la cuenca Interior de Galicia. En el mapa de anomalía de Bouguer se observaban varios ejes de máximo relativo ( $M1-M3$ , Figura 5.9) que resultan mucho más pronunciados en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media. Esto permite identificar la zona próxima al eje de la cuenca donde se superponen los efectos del mayor adelgazamiento y del ascenso del manto, que se eleva hasta profundidades inferiores a 18 km (Figura 2.17, ver modelos gravimétricos W-E\_1 y W-E\_2 en la Figura 5.20).
- La presencia de depocentros sedimentarios asociados a las plataformas marginales localizadas al noroeste de Galicia. El mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media muestra un marcado mínimo gravimétrico localizado sobre las mismas ( $m3$ , Figura 5.13), que se ha relacionado con estas cuencas tipo *graben* invertidas durante la fase de tectónica compresiva del Cenozoico (Murillas *et al.*, 1990) [221] (ver modelos gravimétricos PM2, N e IAM-12 en la Figura 5.22).
- Los depocentros localizados en el margen noroeste y norte (Grimaud *et al.*, 1982) [132], al pie del frente compresivo, y que se han relacionado con sendos mínimos gravimétricos ( $m5$  y  $m6$ , Figura 5.13). El mínimo relativo  $m5$  es claramente identificable en el mapa de anomalía de Bouguer (en la confluencia entre los ejes de mínimos relativos  $m2$  y  $m3$ , Figura 5.9). En cambio, el mínimo relativo  $m6$ , queda enmascarado en el mapa original, pero se identifica muy bien en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media ( $m6$ , Figura 5.13).
- El mínimo gravimétrico  $m7$  en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media (Figuras 5.13 y 5.14), localizado en la llanura abisal de Iberia al sur de los montes submarinos de Coruña. Este mínimo relativo tiene una componente regional (se identifica también un ligero mínimo en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga, Figura 5.12) que probablemente se relacione con una deformación suave de la corteza oceánica. Su localización al pie de los montes de Coruña, en la zona de conexión entre el paso del Theta y la llanura abisal de Iberia, hace pensar que este mínimo relativo puede estar relacionado también con una importante acumulación de sedimento. Los sistemas turbidíticos Céltico-Armoricano y de Cap Ferret - Cap Bretón confluyen en el paso del Theta y son canalizados a través de los montes submarinos de Coruña (Jané *et al.*, 2011) [144]; al llegar a la llanura abisal de Iberia, el flujo turbidítico deja de estar confinado y pierde capacidad de transporte, depositando aquí los sedimentos procedentes de la llanura abisal de Vizcaya. Este proceso produce un depocentro sedimentario, con un mínimo gravimétrico asociado, y que puede ser considerado como el extremo distal de estos sistemas turbidíticos.
- La cuenca de Oporto, localizada en la plataforma continental en el margen oeste de Iberia (Figura 2.16), también se relaciona con un mínimo gravimétrico que no se identificaba a

Figura 6.2: Comparación entre el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$  km) (A), el mapa de elevación de la Moho, calculado en el ámbito del proyecto GEMMA usando los datos gravimétricos del satélite GOCE (B), y el el mapa de elevación de la Moho, calculada a partir de los modelos gravimétricos realizados (C). En los tres casos las mallas se representan codificadas en color sobre el modelo de sombras realizado a partir del digital del elevaciones, iluminado desde el noroeste. Para mejorar el muestreo y reducir en cierta medida los efectos de borde, para el cálculo de la malla de elevación de la Moho realizado a partir de los modelos gravimétricos se ha considerado, además de los realizados en este trabajo, un modelo gravimétrico de dirección aproximadamente E-O realizado por Sánchez de la Muela (2014) [284], localizado hacia el sur en nuestra zona de estudio.

primera vista en el mapa de anomalía de Bouguer original y que se delinea con claridad en el mapa de longitud de onda media (*m4*, Figura 5.13). Dada su reducida extensión transversal, se identifica también en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda corta (*m6*, Figura 5.15).

#### 6.1.4. Aplicación del método de deconvolución de Euler

El método de deconvolución de Euler se ha mostrado útil para la localización de algunos límites entre los principales dominios litosféricos del margen. La aplicación de esta metodología sobre la malla de anomalía de Bouguer de longitud de onda media complementa bien los resultados obtenidos sobre la malla de anomalía de Bouguer original, habiendo cierta continuidad entre unos resultados y otros. Sin embargo, la utilidad de este método es relativa, ya que los racimos de soluciones pierden en ocasiones continuidad a lo largo de un mismo límite. Por este motivo, consideramos que, a la hora de cartografiar las estructuras y los límites entre los dominios del margen continental, el método de deconvolución de Euler es una herramienta que necesariamente se tiene que complementar con otras, como son el análisis espectral y el filtrado digital en 2D, que permiten separar las anomalías regionales y locales.

Además, los datos de profundidad del techo de la fuente que ofrecen las soluciones obtenidas parecen ser poco consistentes, y no hay coherencia suficiente como para poder indicar la polaridad de una estructura determinada, marcada por una agrupación de soluciones.

#### 6.1.5. Construcción de modelos gravimétricos

Los modelos gravimétricos en 2+3/4D se construyen generalmente con constricciones dadas por perfiles sísmicos, además de otros datos geofísicos y geológicos de los que se disponga. En el caso de varios de los modelos realizados durante esta investigación, los datos geofísicos y geológicos disponibles para la aproximación han sido escasos, especialmente en el caso de perfiles sísmicos o sondeos. Esto es lo que ocurre en varios de los modelos de menor extensión trazados transversalmente al frente compresivo del margen continental al norte de la región de bancos submarinos, en la zona de transición entre la cuenca Interior de Galicia y la llanura abisal de Vizcaya, y a través de las plataformas marginales que se localizan frente a la costa noroeste de Galicia (Sección 5.1.4).

##### 6.1.5.1. Análisis de la estructura general

El hecho de no disponer de datos sísmicos y/o geológicos profundos que constriñan el modelo complica mucho su diseño, ya que hay infinitas soluciones posibles que se aproximen bien a la curva de anomalía gravimétrica observada, y que pueden no coincidir con la realidad. Sin embargo, teniendo en cuenta cierta información básica como es la profundidad aproximada de la Moho (proyecto GEMMA, Reguzzioni y Sampietro, 2015) [249], las observaciones realizadas en otras zonas próximas del margen y el conocimiento de la información previa disponible, resulta posible hacer una buena aproximación al modelado de estructuras de primer orden a nivel cortical y que suponen un contraste lateral de densidades importante.

En varios modelos realizados a través de la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica, desde el extremo norte de la cuenca Interior de Galicia hasta el norte de Galicia, ha sido posible modelar de forma bastante aproximada la localización de este límite entre los dos tipos de corteza. En la Figura 6.3 se sintetiza el método de ajuste de estos modelos gravimétricos. Para ello, se ha tomando como punto de partida la profundidad de la Moho, cuya variación a lo largo del perfil ajusta parcialmente la anomalía gravimétrica modelada con la observada (Figura 6.3, A); a continuación se ha modelado la mencionada transición próxima al pie del talud continental, que es donde cabría esperar que ocurriese (Figura 6.3, B), y se ha ido desplazando hasta conseguir un ajuste más adecuado de la respuesta gravimétrica del modelo (Figura 6.3, C); finalmente, se ha introducido un estilo estructural compresivo y se han ajustado las variaciones de menor longitud de onda modelando los niveles más superficiales, de acuerdo con el conocimiento geológico previo de la zona, hasta obtener un ajuste más aproximado entre el perfil gravimétrico real y el de respuesta del modelo (Figura 6.3, C).

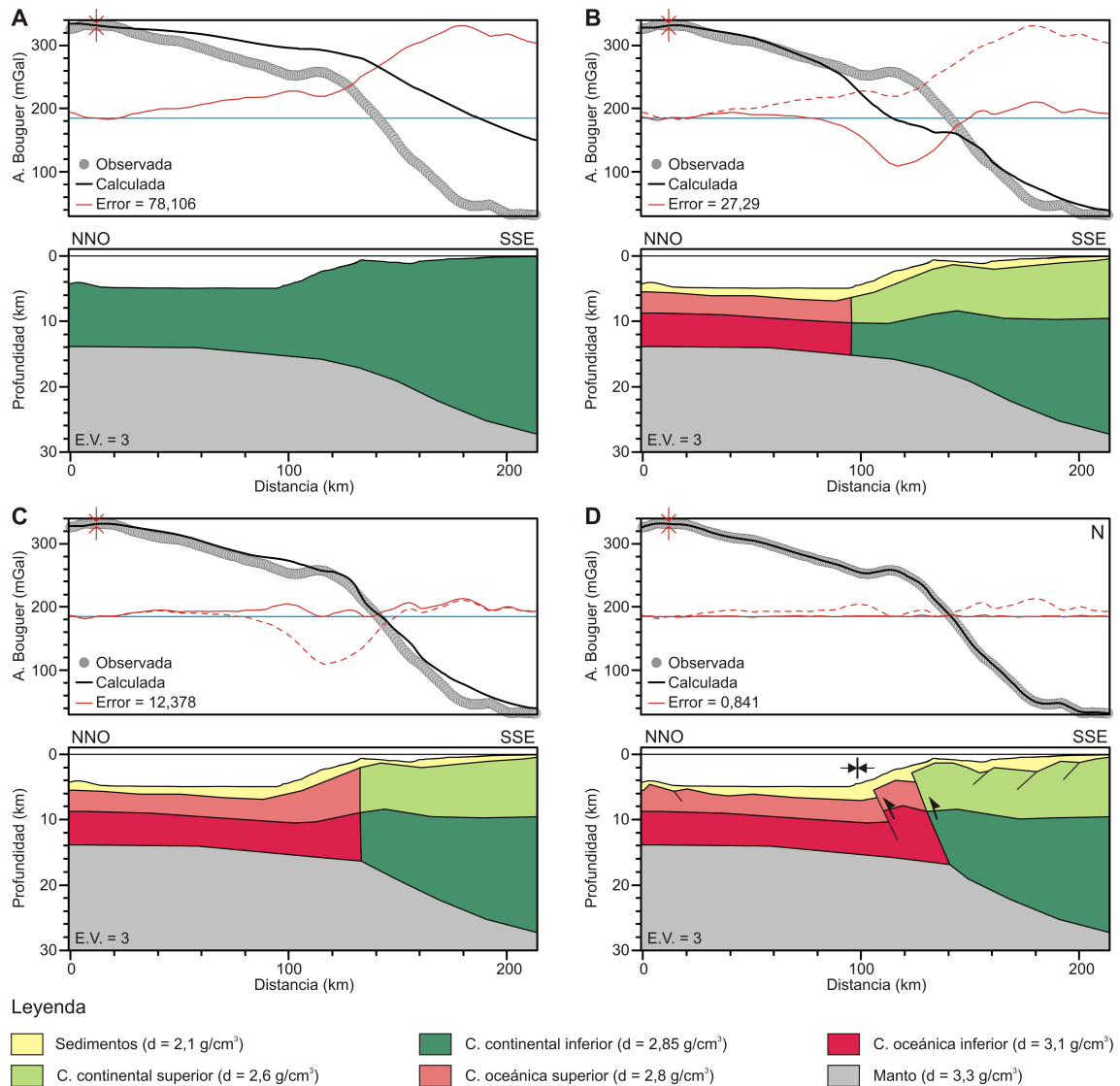


Figura 6.3: Ejemplo de la respuesta gravimétrica en el proceso de construcción de un modelo transversal al margen noroeste de Galicia, considerando diferentes posibilidades en la transición entre corteza continental y oceánica. A) Respuesta gravimétrica de la morfología de la Moho, considerando una corteza homogénea. La profundidad de la Moho es próxima a la obtenida en el modelo publicado a partir del proyecto GEMMA (Reguzzioni y Sampietro, 2015 [249]), y concuerda con la del modelo sísmico y gravimétrico próximo IAM-12 (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996 [6]). B) Modelo gravimétrico considerando la misma estructura que en A pero diferenciando cortezas continental y oceánica (superiores e inferiores), con una transición entre ambos tipos de corteza vertical y localizada bajo el pie del talud. C) Modelo gravimétrico similar al mostrado en B pero trasladando el límite entre corteza continental y oceánica aproximadamente a la zona de transición entre el talud inferior y el talud superior. D) Modelo gravimétrico final, que introduce una estructura compresiva para generar el engrosamiento y levantamiento de la corteza oceánica. En B-D se muestra, con trazo rojo discontinuo, la curva de error (en mGal) observada en el modelo anterior, sucesivamente, a modo de referencia para observar la evolución en el ajuste del modelo final.

### 6.1.5.2. Análisis de la naturaleza del basamento sísmico

En ocasiones, a pesar de tener información sísmica de reflexión para ajustar la estructura del techo del basamento y del relleno sedimentario, pueden surgir dudas sobre la naturaleza de los bloques de basamento en la zona de transición si no se dispone de las velocidades sísmicas que proporciona la sísmica de refracción. En estos casos, manteniendo la estructura definida por la sísmica, se puede variar las densidades del basamento para comprobar qué respuesta gravimétrica es la más aproximada a la real. En varios perfiles gravimétricos realizados transversales al talud inferior compresivo al noroeste del banco de Galicia, y en ocasiones cruzando el margen profundo de Galicia, ha sido necesario introducir un cuerpo anómalo con afinidad de manto continental exhumado como el identificado más al sur en varios estudios anteriores (p. ej., Chian *et al.*, 1999) [75]. La densidad de la parte superior de este basamento anómalo es menor que la de la corteza oceánica superior observada más al oeste, y la densidad en la parte inferior es mayor que la de la corteza oceánica inferior normal o que la que correspondería a una estructura de corteza continental intruída (Figura 5.20). El modelo gravimétrico realizado sobre la línea sísmica ERGAP\_B26, ha sido construido teniendo en cuenta la información sísmica sobre la estructura del techo del basamento y el relleno sedimentario. Este modelo, donde tenemos además control sobre la presencia de peridotitas, cartografiada por otros autores (Mauffret y Montadert, 1978; Boillot *et al.*, 1978, 1988; Beslier *et al.*, 1990, 1993) [200, 45, 34, 38, 46, 26, 22], nos sirve para calibrar la respuesta gravimétrica que tendrían modelos alternativos conservando la misma estructura pero dando diferentes densidades al basamento en la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica (Figura 6.4). Los resultados muestran la necesidad de introducir un cuerpo con afinidad de manto exhumado por debajo de la corteza continental hiperextendida, y que asciende en la zona de emersión continental (Figura 6.4, D), donde se han muestreado peridotitas serpentinizadas. Los modelos alternativos (Figura 6.4, A-C) alteran la señal gravimétrica haciendo muy difícil el ajuste del modelo final sin modificar enormemente la arquitectura observada en la línea sísmica coincidente y la profundidad de la Moho modelada en trabajos previos (Díaz y Gallart, 2009; Reguzzioni y Sampietro, 2015) [85, 249].

## 6.2. Origen estructural de la complejidad fisiográfica en el margen continental de Galicia

### 6.2.1. Cartografía estructural del margen continental de Galicia

El análisis morfológico realizado sobre la batimetría de alta resolución ofrece un esquema estructural detallado, que ha podido ser completado con el análisis de la estructura en profundidad. De este modo, la combinación de todas las metodologías aplicadas ha permitido completar una cartografía estructural de detalle sin precedentes en la zona de estudio, que se muestra en la Figura 6.5. El estudio de la estructura profunda (a través de datos sísmicos y gravimétricos) en ocasiones sirve de apoyo a las observaciones superficiales y, en otros casos, aporta información sobre estructuras que no tienen un reflejo morfológico aparente, como es el caso de los pliegues de la corteza oceánica cartografiados en las llanuras abisales.

#### 6.2.1.1. Análisis de la fracturación

La cartografía de estructuras tectónicas con criterios exclusivamente geológicos y geofísicos, pero sin un reflejo morfológico evidente, aumenta considerablemente el número de estructuras consideradas, que pasan de ser 641 a ser 737 (Figuras 5.41 y 6.5). Además, en el análisis de las direcciones estructurales predominantes se observa que hay variaciones en la relevancia de algunas familias estructurales (Figura 6.6). Así, al considerar las estructuras cartografiadas sin reflejo morfológico en el sector sur (Figura 6.6, abajo), se observa cómo la familia principal NNO-SSE se nortea un poco más. Por otro lado, la familia secundaria de dirección NE-SO pierde algo de protagonismo frente a la familia secundaria de componente NO-SE. Esta última, aún siendo menos importante, se identifica con mayor definición que si sólo se consideran las estructuras con reflejo morfológico. En el sector norte (Figura 6.6, abajo), las principales familias sin reflejo morfológico

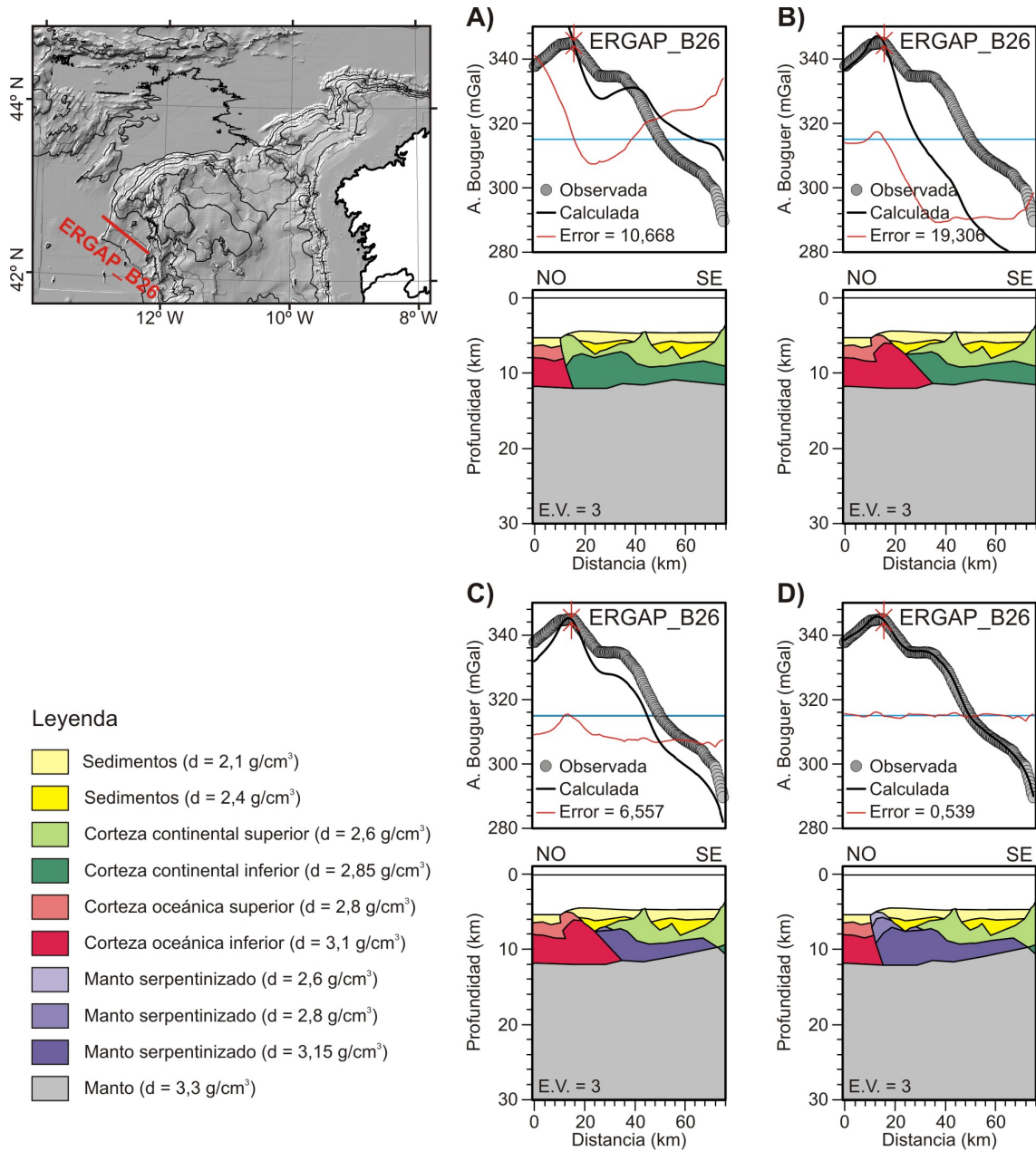
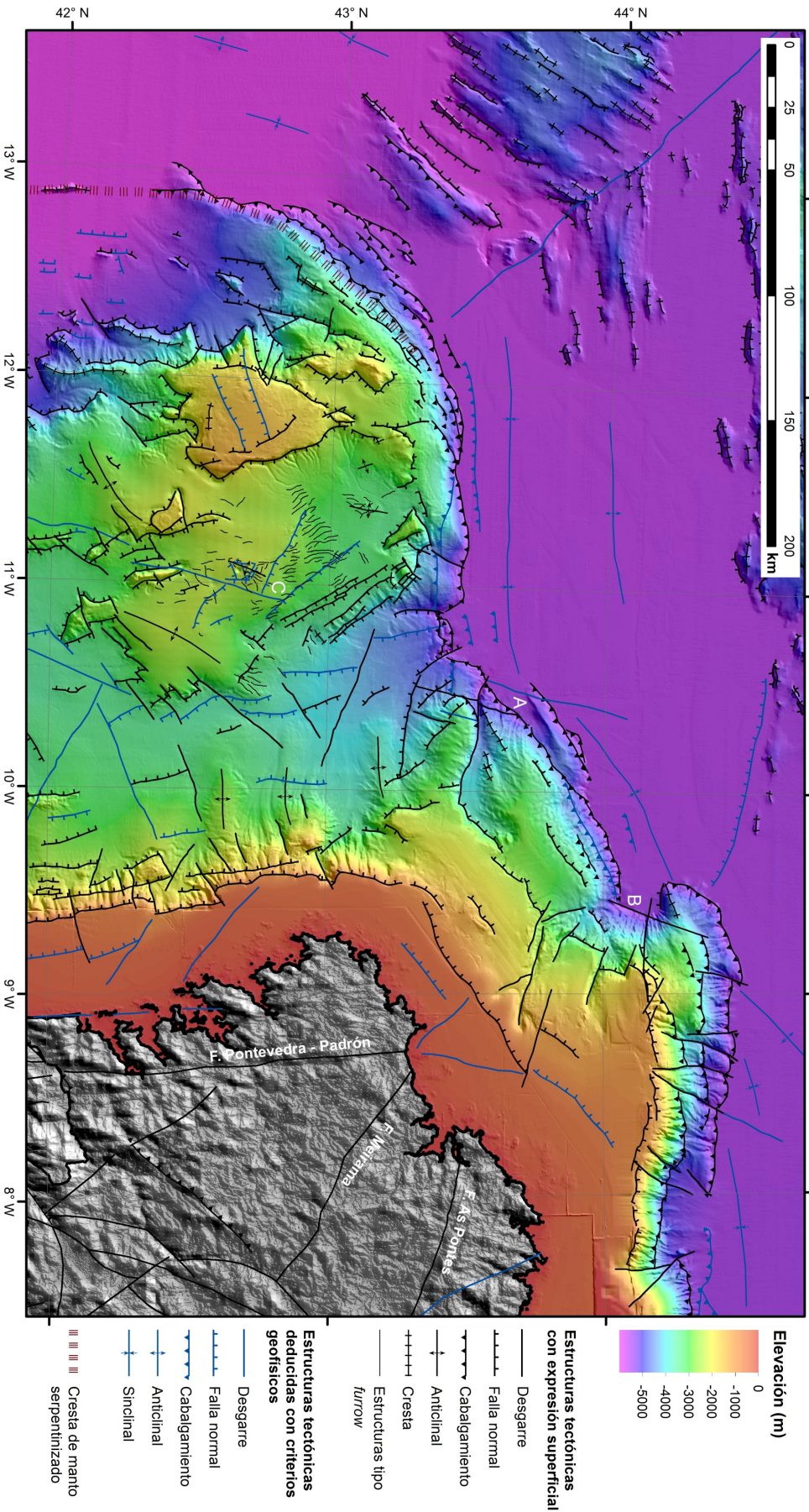


Figura 6.4: Modelos gravimétricos coincidentes con el perfil sísmico ERGAP.B26, contruidos considerando basamentos de diferentes afinidades. En los modelos se ha conservado la arquitectura del techo del basamento y la cobertera sedimentaria que se observa en el perfil sísmico ERGAP\_B26, mientras que la profundidad de la Moho se ha situado de forma aproximada usando el modelo publicado a partir del proyecto GEMMA (Reguzzioni y Sampietro, 2015 [249]). A) Modelo gravimétrico considerando una corteza de afinidad continental hasta la llanura abisal. B) Modelo gravimétrico considerando un engrosamiento de la corteza oceánica en la zona de emersión continental (pie del talud inferior compresivo) a través de estructuras compresivas. C) Modelo gravimétrico considerando un engrosamiento de la corteza oceánica similar al empleado en B, y además un cuerpo anómalo de alta densidad adosado a la base de la corteza continental superior, involucrado en la deformación compresiva. D) Modelo gravimétrico considerando la presencia de un cuerpo de peridotitas serpentinizadas (manto alterado) en la transición entre la corteza continental y la corteza oceánica.





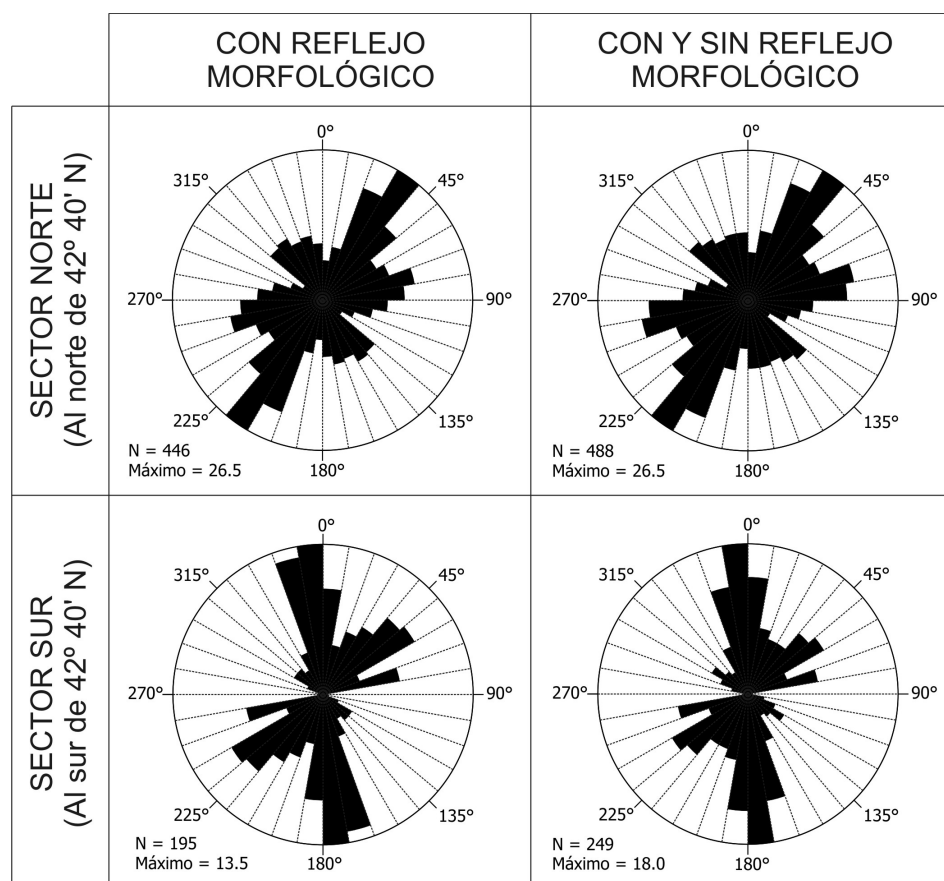


Figura 6.6: Comparativa de los diagramas de rosa representando, por una parte, las direcciones de las estructuras tectónicas cartografiadas que tienen un reflejo morfológico (con criterios morfológicos, geológicos y geofísicos, a la izquierda) y, por otra, incluyendo además las que no tienen un reflejo morfológico (con criterios geológicos y geofísicos, a la derecha), tanto al sur (abajo) como al norte (arriba) de la latitud 42° 40' N. Diagramas realizados con la aplicación informática de uso libre *Stereo32* (*Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik. Ruhr-Universität Bochum*).

son la NE-SO a NNE-SSO, las OSO-ENE, que aumentan su presencia, y en menor medida las NO-SE.

El aumento de la complejidad estructural al norte la latitud 42° 40' N, especialmente en el extremo noroeste, y fundamentalmente al norte de los 43° 20' N en la parte proximal, es debido a dos factores principales:

- La proximidad al punto triple de dorsal oceánica que generó la apertura del Océano Atlántico y el golfo de Vizcaya: Al sur del banco de Galicia la dirección predominante en las estructuras normales del *rift* es N-S a NNO-SSE, mientras que al norte de los 42° 40' N estas estructuras rotan, dando un aspecto escalonado a la transición del margen continental del oeste al norte. Así, las estructuras principales tienen una componente de dirección predominante NE-SO al oeste y el noroeste del banco de Galicia, que pasa a E-O al norte de la región de bancos submarinos (este cambio de dirección predominante se observa también en la fábrica de los montes submarinos de Coruña). Finalmente, la orientación principal se dispone NE-SO al noroeste de Galicia (plataformas marginales) y gira a E-O desde los 9° O hacia el este a lo largo del margen septentrional de Iberia.
- La reactivación e inversión de algunas estructuras previas y la creación de otras nuevas estructuras compresivas bajo la acción del campo de esfuerzos cenozoico: La tectónica compresiva actúa rejuveneciendo el relieve del fondo marino al levantar bloques de basamento, tanto continental como oceánico, en las proximidades del límite entre la litosfera continental y

la oceánica. Las relaciones de corte entre las estructuras que actúan durante la compresión cenozoica son diversas, pero parece que los desgarres de dirección ONO-ESE cortan a las demás estructuras, lo cual hace interpretar que su actividad es la más reciente (ver estructuras indicadas como A en la Figura 6.5). Estas fallas ONO-ESE tienen que ver con el régimen compresivo fundamentalmente Oligoceno, donde actuarían como desgarres laterales derechos. Sin embargo, para los tiempos post-Mioceno superior (campo de esfuerzos actual) actúan como fallas normales y/o normal-direccionales, debido a la menor magnitud de la compresión. Esto se traduce en un cambio de régimen de esfuerzos, de compresivo a desgarre-extensión uniaxial (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225] (Figura 2.23).

El uso combinado de diferentes técnicas de prospección resulta fundamental en algunos casos para poder determinar el origen de algunas morfologías que se observan en superficie. Tal es el caso de las estructuras topo *furrow* identificadas en la región de bancos submarinos al este del banco de Galicia (Sección 5.2.2.2, Figura 5.37), y que han sido descritos como ondulaciones estructurales con anterioridad (Ercilla *et al.*, 2011) [107]. Estos rasgos se encuentran a unas profundidades de entre 1500 y 3000 m, justo por debajo de la base de la masa de agua del Mediterráneo (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) que circula hacia el norte (Pingree y Le Cann, 1990; Iorga y Lozier, 1999) [239, 142]. También se encuentran en la zona de influencia de la corriente de agua del Mar de Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW), que circula hacia el sur con su núcleo a unos 1800 m de profundidad (Van Aken, 2002) [306]. Igualmente, la corriente de agua profunda del Atlántico Norte (*North Atlantic Deep Water*, NADW) incide localmente en ellos al desplazarse hacia el norte, con su núcleo a una profundidad de entre 2500 m y 3000 m (Saunders, 1986) [268]. La acción de de estas corrientes de contorno tiene un control importante en el modelado del fondo oceánico en el margen continental de Galicia (Ercilla *et al.*, 2011; Hernández-Molina *et al.*, 2011) [107, 136]. Sin embargo, un análisis más detallado demuestra que hay una serie de factores que permiten deducir que existe un control tectónico en su desarrollo:

- A pesar de su aspecto ligeramente ondulado en planta, presentan orientaciones preferentes acordes con las principales direcciones estructurales (NNO-SSE, NO-SE, NE-SO).
- En sección, se observa que los reflectores correspondientes con los niveles sedimentarios más recientes tienen un aspecto ondulado que se adapta a la morfología previa, sin una aparente truncación de los mismos, y por debajo de estos primeros reflectores se observa una intensa fracturación subvertical que genera las irregularidades en superficie que cubre la sedimentación reciente.

Vázquez *et al.* (2009) [312] relacionaron esta deformación superficial con un ascenso diapírico de la unidad sismoestratigráfica 3 (Cuadro 2.3), mientras que Ribeiro (2011) [258] relacionó esta fracturación subvertical con la presencia por debajo de un bloque de basamento relativamente elevado, reactivado durante la compresión cenozoica. Esta reactivación por los esfuerzos compresivos del Cenozoico daría lugar a un ligero ascenso relativo del bloque de basamento y el plegamiento y fracturación de la columna sedimentaria por encima. Aunque la fracturación reciente se encuentra desacoplada de las fallas previas (Ribeiro, 2011) [258], sí parece tener una clara relación con su reactivación durante el Cenozoico.

El análisis gravimétrico muestra además, hacia el noreste en la zona donde se localizan estos *furrows* estructurales, un gradiente importante de anomalía de Bouguer de dirección NO-SE (Figuras 5.9 y 5.10), que queda resaltado en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media (Figuras 5.13 y 5.14). También da una agrupación de soluciones de Euler sobre esa zona y alargada en la misma dirección (Figura 5.19). Estos datos sugieren que los *furrows* estructurales pueden estar también relacionados con la reactivación durante el Cenozoico de una estructura o conjunto de estructuras de primer orden de dirección NO-SE (C en la Figura 6.5).

### 6.2.2. La elevación relativa de la región de bancos submarinos y de las plataformas marginales al noroeste de Galicia

Los datos analizados y los resultados obtenidos confirman que la estructura general consiste en una serie de bloques de basamento limitados por fallas normales, generados durante el episodio extensivo de creación del *rift*. Esta estructura de *graben* y *semigraben* fue sometida a una inversión

parcial y heterogénea durante la compresión cenozoica. No disponemos de información suficiente para cuantificar posibles subsidencias post-*rift* de estas estructuras (Montadert *et al.*, 1974, Boillot *et al.*, 1979, Boillot y Malod, 1988) [209, 29, 40], pero lo que sí es evidente es que, especialmente hacia el noroeste y norte de esta región, los esfuerzos compresivos durante el Cenozoico han generado la reactivación e inversión tectónica de las estructuras previas, así como nuevas estructuras compresivas, como ya ha sido propuesto por otros autores previamente (p. ej., Boillot y Capdevila, 1977, Boillot *et al.*, 1979, Grimaud *et al.*, 1982; Vázquez *et al.*, 2008) [33, 29, 132, 312]. Esta deformación compresiva acentúa de forma muy significativa el relieve original a través de fallas inversas con saltos verticales que llegan a superar 1 s en TWTT.

Hacia el norte de la región de bancos submarinos, destaca la ausencia de una zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico, que en cambio sí se ha identificado en el margen Armoricano. En el margen continental Gallego, aunque debió generarse igualmente una zona de hiperextensión y exhumación de manto durante el proceso de *rift* cretácico, parece haber desaparecido debido a la deformación compresiva posterior (Tugend *et al.*, 2014, 2015) [305, 304]. Si para que se produzca la exhumación de manto litosférico, toda la corteza continental debe entrar en régimen frágil (Moho a una profundidad de 10 km o menor), y dado que se ha modelado la Moho hasta a 12 km de profundidad en las proximidades del frente compresivo al norte del área de bancos submarinos, esto implica al menos una profundización de 2 km de la raíz cortical asociada con esta región durante la deformación compresiva cenozoica. Más hacia el sur y el sureste en la región de bancos submarinos, las evidencias de deformación compresiva y de realce del relieve son difusas, dando lugar a desniveles que llegan a superar escasamente el centenar de metros; entre ellas destacan los pliegues anticlinales cartografiados al sureste del banco de Galicia (Figura 6.5), generados por la adaptación de la cobertera sedimentaria a la reactivación de los bloques del basamento, y los *furrows* estructurales asociados con la fracturación subvertical reciente.

En cuanto al relieve de las plataformas marginales localizadas al noroeste de Galicia, Murillas *et al.* (1990) lo achacan a la reactivación, durante la compresión alpina, de cuencas tipo *graben* originadas igualmente durante el proceso de *rift*. El análisis gravimétrico realizado en esta investigación también da soporte a esta hipótesis, ya que sobre estas plataformas marginales se han identificado varios mínimos gravimétricos de longitud de onda media relacionados con la presencia de los depocentros sedimentarios (Figuras 5.13 y 5.14). Estos depocentros han sido modelados también para optimizar el ajuste de los modelos gravimétricos transversales (Figuras 5.21 y 5.22). No hay una cuantificación previa de la magnitud del levantamiento cenozoico en esta parte del margen continental de Iberia pero, siguiendo el razonamiento anterior en lo referido a la zona de exhumación del manto, a partir del modelado gravimétrico podemos inferir al menos una profundización de la Moho de hasta 5 km. Esta profundización de la Moho es mayor que la observada en el frente compresivo al norte de la región de bancos submarinos, por lo que el levantamiento relativo en la zona de las plataformas marginales debería ser de una magnitud incluso mayor que la que se observa en el frente compresivo.

### 6.2.3. Transición del margen oeste al margen norte de Galicia

La proximidad al punto triple que dio origen a la apertura simultánea de la cuenca oceánica en el Atlántico y el golfo de Vizcaya, genera en el margen una compleja interferencia de estructuras que condiciona posteriormente la deformación alpina en esta parte del margen continental. Esta transición estructural no ha sido analizada en detalle con anterioridad.

En el margen oeste de Galicia se observa la predominancia de estructuras normales NNO-SSE relacionadas con el proceso de *rift* mesozoico (Figura 6.6, abajo). Hacia el noroeste de la región de bancos submarinos, en las proximidades del punto triple que se debió localizar aquí inicialmente, la fábrica estructural extensiva gira hacia una dirección NE-SO, pasando a tener dirección E-O en el norte de la región de bancos submarinos. Estas orientaciones predominantes de la fábrica extensiva se observan también en las estructuras cartografiadas en los relieves oceánicos de los montes de Coruña y de Charcot (Figura 6.5). Al este del extremo norte de la cuenca Interior de Galicia, se observa un nuevo cambio de dirección en las estructuras normales que dieron origen al margen continental al noroeste de Galicia, que pasan a tener una componente principal NE-SO. Este cambio de dirección parece estar condicionado por la presencia de una estructura de dirección NNE-SSO (A en la Figura 6.5), que debió actuar como una falla de transferencia durante el proceso

de *rift*, segmentando el margen. Más al noreste, se identifica un nuevo cambio de dirección en las estructuras principales del *rift*, que pasan a tener una componente fundamentalmente E-O. Este último cambio de dirección parece estar relacionado con la presencia de otra estructura de desgarre lateral-izquierdo, de dirección NNE-SSO (B en la Figura 6.5), similar a la anterior, y que da paso al siguiente segmento del margen de *rift*, al norte de Galicia, con estructuras similares a las que se observan en el resto del margen norte de Iberia (Gallastegui, 2000; Pedreira, 2004; Roca *et al.*, 2011) [125, 228, 260].

Las estructuras de NNE-SSO descritas en el margen noroeste de Galicia tienen poca expresión morfológica, debido probablemente a que este tipo de estructuras no generan un gran salto vertical y a que la presencia de una cobertera sedimentaria relativamente potente puede obliterar su reflejo morfológico cuando se trata de estructuras con poca actividad reciente. Tampoco se observa un reflejo claro de estas estructuras en la señal gravimétrica de longitud de onda media, puesto que cuando separan bloques de la misma densidad no ofrecen contrastes laterales que generen una anomalía. Aún así, estas estructuras se observan como claros lineamientos batimétricos en las zonas próximas al pie del talud en el margen noroeste de Galicia (Figura 6.5). Además, en estas zonas próximas al pie del talud, generan un desplazamiento horizontal aparente del frente compresivo (en sentido lateral-izquierdo), al que se asocia un par de máximo-mínimo gravimétrico en el mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda corta ( $M1-m1$  -  $M3-m3$  en la Figura 5.15). Estas estructuras constituyen el límite entre la corteza oceánica (al oeste) y la corteza continental (al este) en estas zonas. El salto horizontal del frente compresivo producido a través de la estructura NNE-SSO cartografiada en el extremo norte de la cuenca Interior de Galicia (A en la Figura 6.5) alcanza más de 28 km, mientras que el que se mide más al noreste, al pie de la plataforma marginal de Ortegal (B en la Figura 6.5), es próximo a los 13 km. Este salto horizontal no tiene por qué ser un desplazamiento asociado a una deformación de desgarre. Aunque estas estructuras han podido actuar como desgarres durante la compresión cenozoica, durante el proceso de *rift* probablemente separaban zonas de diferente tasa de deformación o vergencia. Su presencia probablemente tenga que ver con estructuras previas oblicuas a las direcciones de extensión y/o compresión, o a límites reológicos. Dado que estos desgarres son estructuras de primer orden que afectan al conjunto de la corteza, su continuidad en planta debe ser probablemente mayor que la cartografiada en este trabajo a partir de los criterios establecidos.

#### 6.2.4. La tectónica compresiva Cenozoica

El alcance de la tectónica compresiva que afectó al margen norte de Iberia durante el Cenozoico ha sido discutido en varias ocasiones (p. ej., Boillot y Malod, 1988; Murillas *et al.*, 1990; De Vicente *et al.*, 2009; Roca *et al.*, 2011) [40, 221, 89, 260]. Pero las evidencias de inversión tectónica de las estructuras normales relacionadas con el episodio de *rift* mesozoico no son siempre claras (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996) [6]. Aunque resulta posible extender el alcance del frente compresivo pirenaico por el norte hasta el flanco noroeste del banco de Galicia, e incluso hasta el oeste de la región de bancos submarinos (Figura 6.5), la continuidad del frente compresivo por el sur no es evidente.

Entre los rasgos relacionados con la tectónica cenozoica, identificados por otros autores en el margen continental de Galicia, generalmente a partir de criterios sísmicos (Boillot *et al.*, 1979; Grimaud *et al.*, 1982; Murillas *et al.*, 1990; Masson *et al.*, 1994; Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003; Vázquez *et al.*, 2008) [29, 132, 221, 194, 232, 312], se incluyen la reactivación de fallas normales, la generación de pliegues y flexuras y la fracturación inversa en forma de grandes cabalgamientos (Sección 2.2.3.2). A partir de los análisis realizados durante esta investigación, identificamos la siguientes evidencias de una actividad tectónica compresiva intensa durante el Cenozoico (Figura 6.7):

1. Compresión y elevación de la corteza oceánica. La presencia de corteza oceánica que ha sido comprimida y levantada en el talud al norte de la región de bancos submarinos ha sido constatada, entre otras formas, por medio de toma de muestras con un vehículo sumergible (Boillot *et al.*, 1988) [34]. Los perfiles sísmicos de los que se ha dispuesto en esta investigación muestran cabalgamientos de corteza oceánica en el frente compresivo (Figuras 5.1, 5.3, 5.5 y 5.6), de forma similar a lo observado en otros puntos del margen con anterioridad (Grimaud *et al.*, 1982; Vázquez *et al.*, 2008) [132, 312]. El análisis gravimétrico corrobora esta interpretación, y los modelos de distribución de densidades realizados también sugieren la presencia de corteza oceánica deformada compresivamente, a lo largo de todo el talud inferior y la



zona de emersión continental en el margen noroeste de Galicia, desde el norte de la región de bancos submarinos hasta el norte de la plataforma marginal de Ortegal (Figuras 5.20 - 5.22). Entre las zonas donde la franja del frente compresivo es excepcionalmente más ancha, destacan: el banco de Finisterre (al noroeste de la región de bancos submarinos); la zona al pie de la plataforma marginal de Castro; la zona al norte de la plataforma marginal de Ortegal (Figura 6.7). En estas zonas se observa que la deformación compresiva afecta en gran medida a la cobertera sedimentaria localizada sobre el basamento oceánico, con cabalgamientos de menor ángulo. Un claro ejemplo lo constituye el perfil sísmico que cruza el banco de Finisterre (Figura 5.3), en el que se han encontrado evidencias sísmicas de esta deformación compresiva de la cobertera sedimentaria oceánica. Igualmente, se deduce la presencia de estructuras compresivas en los sedimentos localizados al pie de las plataformas marginales de Castro y de Ortegal, donde los modelos gravimétricos muestran una acumulación de sedimentos deformados que dan un relieve positivo sobre el frente del cabalgamiento de corteza oceánica en la parte inferior del talud, a modo de pequeños prismas de acreción asociados a cuencas reducidas de estilo *foredeep* (ver A y B en la Figura 6.7 y Figuras 5.21 y 5.22).

2. Engrosamiento de la corteza continental adelgazada durante el proceso de *rift*. Además de las evidencias de inversión tectónica encontradas en la zona de las plataformas marginales al noroeste de Galicia (Murillas *et al.*, 1990) [221], los modelos gravimétricos realizados, así como trabajos previos (Álvarez-Marrón *et al.*, 1996; Fernández-Viejo *et al.*, 1998) [6, 118], indican que en el talud inferior compresivo al noroeste y al norte de la región de bancos submarinos se encuentra una corteza continental relativamente gruesa (Moho a más de 10 km de profundidad), en ocasiones yuxtapuesta a una cresta de manto serpentizado. Para que durante la extensión se produzca una exhumación de material del manto litosférico, es necesario que el adelgazamiento de la litosfera continental haya sido extremo, llevando a un espesor de la corteza continental menor de 10 km (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001; Sutra *et al.*, 2013) [233, 291]. A partir de ese grado de adelgazamiento, la deformación por estiramiento se produce de forma acoplada en toda la corteza, facilitando la exhumación del manto. En el noroeste de la región de bancos submarinos se localiza una cresta de manto serpentizado que no está asociada a una zona extensa de exhumación de manto, y que está en contacto con una corteza continental con su base a más de 10 km de profundidad (ver modelos gravimétricos NW-SE y ERGAP\_B31, Figura 5.20). Esto implica que los bloques de corteza continental fallados y basculados durante el proceso de *rift* hasta un adelgazamiento extremo, han tenido que ser invertidos, dando lugar al engrosamiento de la corteza continental que se observa en la actualidad. Aunque no disponemos de evidencias sísmicas de estructuras de inversión tectónica importante, estas observaciones implican un engrosamiento de la corteza continental de al menos 2 km al norte de la región de bancos submarinos y de 5 km en el margen noroeste de Galicia.
3. Ausencia de zona de exhumación de manto litosférico al noroeste y norte de Galicia. Tanto en el margen oeste como en el margen norte de Iberia (al este de la longitud 7° 30' O, aproximadamente), así como en el margen armoricano, que es el conjugado del margen norte de Galicia al otro lado del golfo de Vizcaya, se identifica una zona de exhumación y serpentización de manto litosférico (Thinon *et al.*, 2003; Tavani y Muñoz, 2011; Tugend *et al.*, 2014, 2015) [299, 296, 305, 304]. El hecho de no encontrar rastro de una región de hiperextensión y exhumación similar en la parte noroeste del margen de Iberia, donde se encuentra el frente compresivo que asume la mayor parte de la deformación, hace pensar que la zona de exhumación ha podido ser consumida en su práctica totalidad en un proceso de convergencia y/o subducción parcial. Como único vestigio, queda la prolongación de la cresta de manto serpentizado al noroeste de la región de bancos submarinos (Figura 6.5), como un cuerpo aislado y limitado, al menos hacia la parte distal, por estructuras compresivas, sin estar asociada a una zona más amplia de manto exhumado, y que desaparece por completo un poco más al norte. De forma análoga a lo que se observa en los pares de márgenes conjugados de Iberia - Terranova (Sutra *et al.*, 2013) [291] y el antiguo de Adria - Liguria-Piemonte preservado en los Alpes (Manatschal, 2004) [186], el margen norte de Iberia debió ser el que actuó como bloque de muro y, por tanto, en el que hubo una mayor delaminación de la corteza (Sutra *et al.*, 2013) [291]. Esto, junto con la presencia de un nivel de manto serpentizado que actuaría

como zona de debilidad, explicaría la nucleación de la deformación durante la compresión en el margen norte de Galicia (Whitmarsh *et al.*, 1993; Manatschal, 2004) [328, 186]. Por lo que se observa en la mitad oriental del golfo de Vizcaya (Tugend *et al.*, 2014, 2015) [305, 304] y en el margen conjugado armoricano (Thinon *et al.*, 2003) [299], y suponiendo una cierta continuidad lateral en la superficie original de la zona de hiperextensión y exhumación del manto, el acortamiento horizontal durante la compresión en este tramo del margen gallego podría haber sido de al menos 50 km. Esta cifra es acorde con una disminución, de este a oeste, del acortamiento horizontal asociado al frente compresivo del margen septentrional de Iberia. El acortamiento horizontal calculado por Gallastegui (2000) [125] al este de la zona de estudio es de 74 km, y Srivastava *et al.* (1990) [285] computan 40 km de acortamiento al norte de la región de bancos submarinos.

Además de estas evidencias principales que se han descrito y que denotan una deformación compresiva intensa, en este estudio se han identificado otras evidencias menores de la actividad tectónica acontecida durante el Cenozoico. Así, en la zona de corteza continental, se observan pliegues, flexuras y *furrows* estructurales, asociados a la reactivación de bloques previamente fallados durante el episodio de *rift* mesozoico, tanto en la región de bancos submarinos como en el flanco este de la cuenca Interior de Galicia. Por otro lado, en la zona oceánica, tanto en la llanura abisal de Iberia como en la de Vizcaya, se han identificado pliegues corticales de longitud de onda media (entre 35 km y 55 km de longitud de onda). El plegamiento de la corteza oceánica de la llanura abisal de Vizcaya (modelo gravimétrico N-S, Figura 5.21) está relacionado con un par de máximo-mínimo relativo que ha sido cartografiado a partir del mapa de anomalía de Bouguer de longitud de onda media (Figuras 5.13 y 5.14). En el mapa (Figuras ) se observan un par de ejes de máximo-mínimos paralelos separados unos 50 km y de orientación aproximada E-O, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento durante el Cenozoico (Figura 6.5). La longitud de onda de este plegamiento es acorde con la descrita por Muñoz-Martín *et al.* (2010) [219] para el plegamiento de una litosfera oceánica, y se relaciona con la deformación a escala litosférica debida a los esfuerzos compresivos durante el Cenozoico que ha sido descrita en la Península Ibérica y su margen atlántico con anterioridad (Cloetingh *et al.*, 2002; De Vicente y Vegas, 2009; Muñoz-Martín *et al.*, 2010) [79, 93, 219]. Los efectos de esta deformación compresiva no quedan por tanto restringidos a la litosfera continental, sino que se extienden por la litosfera oceánica, al menos en las proximidades del límite de placas activo durante el Oligoceno-Mioceno medio (Figura 6.8). Esto implica un acoplamiento mecánico entre las litosferas oceánica y continental a lo largo del margen (Cloetingh *et al.*, 2002) [79].

En la Figura 6.7 se muestran las zonas donde, a partir de los datos analizados en esta investigación, se han reconocido los rasgos descritos relacionados con la actividad tectónica compresiva cenozoica. En ella se ha diferenciado la zona donde se observa una mayor intensidad de la deformación de aquéllas regiones donde la deformación se observa de forma moderada. Diversos autores han constatado la existencia de otras zonas de deformación moderada en el subsuelo oceánico, más lejanas al cinturón compresivo donde la deformación es más intensa. Entre ellas destacan:

- Fallas subverticales recientes, de componente tanto normal como inversa, en la plataforma continental al oeste de Galicia (Muñoz *et al.*, 2003) [218], generadas por la adaptación de la cobertera sedimentaria a la reactivación de bloques del basamento.
- Cabalgamientos afectando al basamento ígneo oceánico en la cuenca de la Unión, localizada en la región de los montes Charcot, situada al norte del área de estudio (Medialdea *et al.*, 2009) [204].
- Cabalgamientos en la zona de transición entre la zona de manto serpentizado y basamento ígneo oceánico en la llanura abisal de Iberia, al sur de la zona de estudio (Masson *et al.*, 1994) [194].

### 6.2.5. Control estructural de la fábrica tectónica previa

La zona de estudio presenta una litosfera con una complejidad estructural muy elevada, fruto de su historia geológica, en la que se suceden episodios tectónicos de gran magnitud, como son la

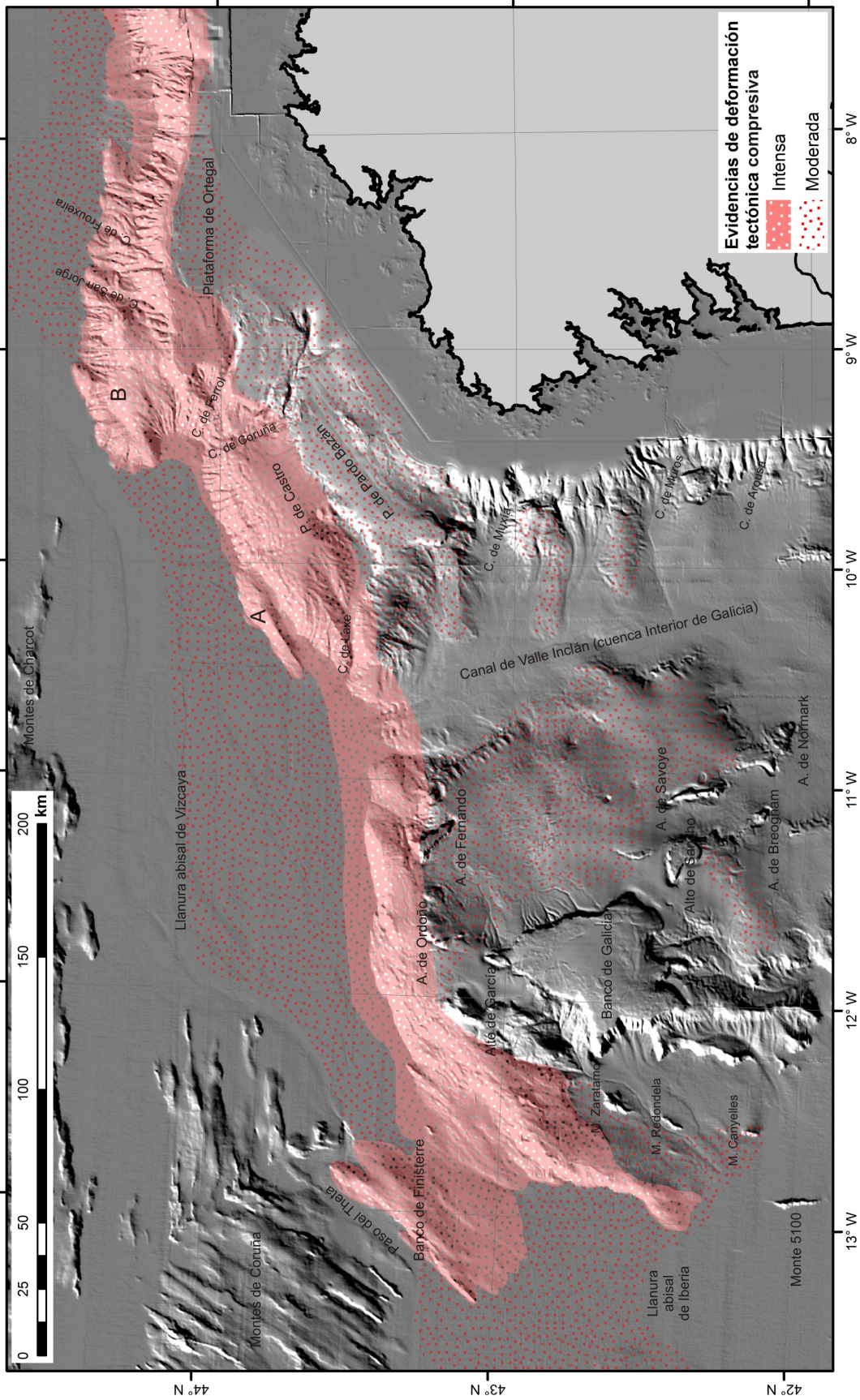


Figura 6.7: Mapa con las zonas donde se han identificado evidencias tectónica compresiva cenozoica, a partir de datos batimétricos, sísmicos y gravimétricos. Se distinguen aquellas áreas donde se observa una deformación intensa de las que muestran rasgos relacionados con una deformación más moderada. A y B indican la localización de pequeñas cuencas de tipo *foredeep*.

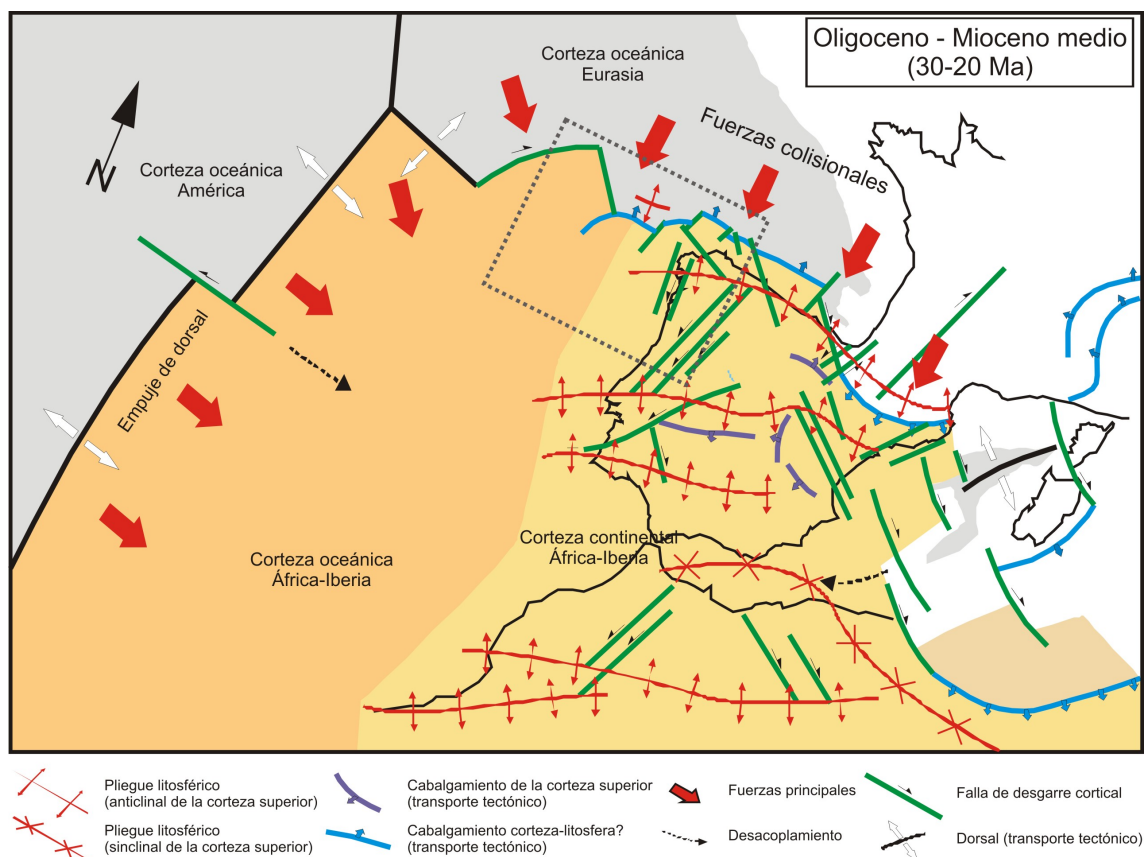


Figura 6.8: Deformación intraplaca y desarrollo de pliegues litosféricos como consecuencia de la transmisión de esfuerzos desde el borde colisional pirenaico (convergencia entre África y Europa). Modificada de De Vicente y Vegas (2009) [93]. El rectángulo gris con trazo de puntos indica la localización aproximada de la zona de estudio regional analizada en este trabajo.

Orogenia Hercínica, el *Rift* Mesozoico y la Orogenia Alpina. Así, el basamento cristalino se encuentra afectado por una densa fábrica de estructuras tectónicas con diversas orientaciones preferentes, que condicionan la deformación de la litosfera bajo un determinado régimen de esfuerzos.

Uno de los reflejos de este control de la estructura varisca previa sobre la deformación extensiva es la coincidencia en las direcciones de las estructuras principales en los márgenes de *rift* al oeste y al norte de Iberia, así como en su transición noroeste, coinciden respectivamente con las de los grandes desgarres y los principales cabalgamientos del Macizo Ibérico observados en las proximidades de estos márgenes continentales (ver estructuras de primer orden en tierra en la Figura 6.5) (Vera, 2004; Ramírez *et al.*, 2006) [308, 245]. De este modo, resulta posible continuar algunas de estas estructuras cartografiadas en el fondo oceánico con estructuras tardi-hercínicas o de comienzos del ciclo alpino observadas en tierra, como por ejemplo las fallas de A Pontes, Meirama y Pontevedra-Padrón (Figura 6.5).

A su vez, la fábrica tectónica que se relaciona con el proceso de *rift* mesozoico se ha demostrado que es un factor determinante en el modo en que se produce la deformación compresiva cenozoica en el margen norte de Iberia (Gallastegui, 2000; Pedreira, 2004; Roca *et al.*, 2011) [125, 228, 260], y en el margen noroeste como prolongación de la cadena pirenaica. La presencia de estructuras extensivas de tipo *detachment* que exhuman material del manto durante el proceso de *rift*, facilita la reactivación e inversión del margen a través de ellas (Whitmarsh *et al.*, 1993; Manatschal, 2004; Lundin y Doré, 2011; Doré y Lundin, 2015; Tugend *et al.*, 2015) [328, 186, 181, 100, 304]. Cuando la zona de exhumación y serpentinización del manto originada en el proceso de *rift* ha sido consumida por las estructuras inversas bajo el campo de esfuerzos compresivo (Pedreira *et al.*, 2007) [229], la deformación se distribuye en una banda más ancha. A partir de ese momento, se acentúa la inversión tectónica de los bloques de corteza continental basculados en el proceso de *rift*, se forman



pliegues de adaptación en la cobertera y se generan nuevas estructuras inversas en el basamento que cortan estructuras preexistentes (estructuras de tipo *shortcut*) (Gallastegui, 2000; Vázquez *et al.*, 2008; Roca *et al.*, 2011) [125, 312, 260]. El progreso de la compresión lleva incluso a la deformación del basamento oceánico, como se ha observado en el margen noroeste de Galicia a partir de los nuevos perfiles sísmicos interpretados y del análisis gravimétrico realizado en esta investigación.

Las estructuras del margen más favorables para su inversión compresiva durante el Cenozoico son aquellas con orientación aproximada E-O. Esta es la dirección de estructuras principales del *rift* al norte y al noreste de la región de bancos submarinos, y de algunas estructuras del *rift* del margen noroeste de Galicia. Hacia el sur y el sureste de la zona de estudio esta deformación compresiva no progresa con una magnitud elevada debido a que la orientación de las estructuras previas no es tan favorable.

Las estructuras de desgarre NNE-SSO, de origen hercínico, desempeñan un papel fundamental como fallas de transferencia en el margen noroeste de Galicia durante la formación del *rift* mesozoico. Estas estructuras compartimentan la deformación, actuando como verdaderas zonas de transferencia, y permitiendo el cambio de dirección de las estructuras principales del *rift* asociado a la proximidad del punto triple que generó la apertura del golfo de Vizcaya. Aunque en tierra hay desgarres con dirección NNE-SSO que presentan actividad incluso reciente (Ramírez *et al.*, 2006) [245], en el margen noroeste aparentemente estas estructuras no han tenido una función tan destacada durante la compresión pirenaica. Así, los lineamientos morfológicos asociados a estas estructuras aparecen relativamente desplazados por los asociados con desgarres NO-SE. En estos desgarres además sí se ha observado actividad reciente y han sido interpretados como fallas normales y/o normal-direccionales bajo el campo de esfuerzos actual (Figuras 2.20 y 6.5) (De Vicente *et al.*, 2008, 2009) [90, 89].

## 6.3. La transición entre el dominio continental y el oceánico a lo largo del margen continental de Galicia

### 6.3.1. La transición en el margen oeste

Desde el extremo sur del margen y hasta aproximadamente la latitud 42° 20' N, la transición entre el dominio continental y el oceánico se produce de forma muy progresiva, a lo largo de una banda de hasta 90 km de anchura. En esta parte del margen se identifica una zona de transición donde se produce un adelgazamiento extremo de la corteza continental, y se observa un basamento anómalo compuesto por manto litosférico exhumado y serpentinizado. Esta zona de manto exhumado se estrecha considerablemente de sur a norte hasta desaparecer ligeramente al norte de la latitud 43° N. Además del estrechamiento, se observa una elevación progresiva de unos 3 km del basamento, que hacia el sur presenta su techo a una profundidad de aproximadamente 10 km (Modelo W-E\_1, Figura 5.20) y, en las proximidades de la zona donde se acuña, se observa a unos 7 km de profundidad (ver línea sísmica ERGAP.B26, Figura 5.2, y Modelo ERGAP.B26, Figura 5.20). Este basamento de manto serpentinizado presenta en su parte distal una elevación relativa en forma de cresta, que marca el límite externo del dominio continental (Sutra *et al.*, 2013) [291] y que se sigue con cierta continuidad a lo largo del margen (Figura 6.5) (Boillot *et al.*, 1987, 1988) [42, 34, 38]. La cresta de manto serpentinizado se prolonga más al norte de los 43° N (más allá del punto donde se acuña la zona de exhumación de manto), pero deja de identificarse a partir de los 43° 20' N. Esta desaparición coincide con el cambio de dirección de las estructuras tectónicas principales al norte de la región de bancos submarinos.

Aunque se ha modelado un contacto neto entre la cresta de manto serpentinizado y el basamento ígneo de la corteza oceánica (Modelo W-E\_1, Figura 5.20) (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996) [276, 330], probablemente se trate de una transición progresiva por un aumento gradual de la intrusión y apilamiento de material ígneo en el basamento de manto serpentinizado (Thinon *et al.*, 2003) [299]. El aumento de la proporción y del grosor del material ígneo hacia la parte distal daría lugar a la corteza oceánica normal (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996) [276, 330].

Tal como observaron Mauffret y Montadert (1987) [200], el relieve de la cresta de manto serpentinizado varía latitudinalmente, pasando de ser bastante simétrico en el sur a presentar una forma asimétrica más al norte, con vergencia hacia el oeste. Así, al norte de la latitud 42° 20' N, el lado



oeste se observa más escarpado e invertido, limitado por un gran cabalgamiento (Figuras 5.20), que constituye el extremo distal del frente compresivo asociado al margen noroeste de Galicia (Figura 6.5).

### 6.3.2. La transición en el margen noroeste y norte

Varios trabajos previos han demostrado el importante papel que desempeña durante la inversión tectónica la zona de exhumación y serpentización de manto litosférico generada durante el proceso de *rift* previo en un margen continental (p. ej., Manatschal, 2004; Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2014) [186, 260, 305]. La zona de *detachment* litosférico que genera la exhumación del manto supone una zona de debilidad y ese basamento compuesto por manto serpentizado asume la mayor parte de la deformación compresiva durante el comienzo de la inversión. En el margen norte de Galicia, la zona de manto serpentizado parece haber sido consumida por completo, aunque puede haber quedado parcialmente integrada en el prisma de acreción (Fernández-Viejo *et al.*, 2012; Tugend *et al.*, 2014) [119, 305]. Por este motivo, se ha modelado un contacto abrupto, en forma de gran cabalgamiento vergente hacia el norte, para la transición entre la corteza continental y la oceánica en el margen noroeste y norte de Galicia (Figuras 5.21 y 5.22). Este gran cabalgamiento que pone en contacto la corteza continental y la oceánica en los modelos gravimétricos, es una de las estructuras principales del frente compresivo pirenaico que se prolonga desde el margen norte de Iberia hasta el extremo occidental del margen noroeste de Galicia (Figura 6.5).

Al noroeste de Galicia, los desgarres de dirección NNE-SSO que segmentan el margen de *rift* original, ponen también en contacto directo el basamento continental con el oceánico, tal como se deduce a partir de los resultados del análisis gravimétrico.

### 6.3.3. Los límites entre dominios litosféricos

En los márgenes pasivos de *rift* pobre en magmatismo, uno de los motivos de mayor controversia es la localización del límite entre el dominio continental y el oceánico. Los criterios que se suelen emplear para la identificación de este límite son tres:

- La localización de la cresta de manto serpentizado, asociada al extremo distal de la zona de exhumación del manto (p. ej., Boillot *et al.*, 1988; Sutra *et al.*, 2013) [38, 291]. Hacia la parte proximal de este relieve en el margen de Galicia, se han identificado secuencias sedimentarias sin-*rift*, ausentes en el flanco distal de la cresta. Estas secuencias podrían servir como criterio para la definición de este límite, puesto que con el inicio de la deriva continental se detiene el proceso de subsidencia tectónica y, por tanto, no se deberían encontrar secuencias sedimentarias sin-*rift* sobre la corteza oceánica normal (Falvey, 1974; Boillot *et al.*, 1988; Thommeret *et al.*, 1988) [111, 38, 300].
- La identificación de isocronas, deducidas de la cartografía de anomalías magnéticas, asociadas a la acreción de corteza oceánica nueva en asociación con una dorsal oceánica (Sibuet *et al.*, 2004; Müller, 2008) [278, 207].
- La ausencia de corteza continental. Los criterios anteriores, que tratan de localizar el límite a escala litosférica, pueden parecer confusos a veces, y por ese motivo Boillot y Froitzheim (2001) [37] propusieron la localización del límite a una escala cortical, por medio de la cartografía del extremo distal de la corteza continental, que se puede identificar con menos ambigüedad. El dominio oceánico queda entonces definido como aquel en que no se encuentra corteza continental y cuyo basamento está constituido por rocas máficas o ultramáficas que pueden proceder tanto de la litosfera subcontinental como del manto astenosférico.

A continuación se discute la utilidad de estos criterios en la zona de estudio, con el fin de delimitar los diferentes dominios litosféricos.

1. La presencia de la cresta de manto serpentizado. Esta presencia puede resultar ambigua como criterio para establecer el límite entre el dominio continental y el oceánico, ya que en ocasiones existen varias crestas paralelas entre sí, como ocurre en la llanura abisal de Iberia al sur de la región de bancos submarinos (Figura 6.9) (Whitmarsh *et al.*, 1996) [326],

y su continuidad lateral a veces es difícil de constatar en ausencia de criterios sísmicos. Recientemente, varios autores han puesto en duda la correlación entre la inconformidad de ruptura que separa las secuencias *sin-rift* y *post-rift* y el comienzo de la deriva continental, y afirman que esta inconformidad se relaciona con la exhumación de manto y que por tanto es anterior a la acreción de corteza oceánica (Peron-Pinvidic *et al.*, 2007; Sibuet *et al.*, 2007; Tucholke *et al.*, 2007) [236, 281, 303].

2. Identificación de las primeras isocronas asociadas a la acreción de corteza oceánica nueva. En los márgenes de *rift* con poco aporte magmático, donde la transición parece ser más ancha y gradual, no está claro si en la zona de hiperextensión donde se produce la exhumación de manto litosférico también es posible encontrar anomalías magnéticas (Sibuet *et al.*, 2007) [281]. Además, en el margen oeste de Iberia, el comienzo de la deriva continental se produce durante la etapa de calma magnética cretácica, sobre la que se localiza una superanomalía magnética positiva. Estudios recientes han asociado la denominada anomalía *J* con un episodio magmático previo a la ruptura continental, pero que pudo ser un fenómeno desencadenante de la misma (Bronner *et al.*, 2011) [51].
3. La localización del extremo distal de la corteza continental. Este criterio propuesto por Boillot y Froitzheim (2001) [37] se puede hacer de forma inequívoca a lo largo de un perfil sísmico, pero seguir este criterio para realizar una cartografía regional del límite océano-continente es muy complejo. Esto es debido a que en la zona de hiperextensión y exhumación del manto litosférico, quedan bloques aislados de corteza continental rodeados del basamento ultramáfico. Aunque en un perfil sísmico se pueda establecer el límite al pie del bloque continental más distal, sería necesario disponer de muchos perfiles, ya que pueden resultar bloques de corteza continental aislados, lo que se traduciría en un límite discontinuo o muy irregular.

Más recientemente, se han propuesto delimitaciones de diferentes dominios en los márgenes de *rift* atendiendo a los procesos de deformación que se observan en cada uno (Peron-Pinvidic *et al.*, 2013; Sutra *et al.*, 2013; Tugend *et al.*, 2015) [237, 291, 304], incluyendo dominios de *necking* de la corteza continental (a partir de la definición de puntos de acoplamiento de la deformación), zonas de hiperextensión y exhumación del manto, y dominios externos, que no siempre están presentes.

### 6.3.4. Cartografía de los diferentes dominios litosféricos

A partir de la información geofísica y geológica previa, y de los resultados obtenidos mediante el análisis de los mapas de anomalía de Bouguer y de los modelos gravimétricos realizados, en este caso hemos decidido cartografiar diferentes dominios litosféricos, atendiendo a la afinidad del basamento que se encuentra en cada zona y, cuando se trata de la litosfera continental, diferenciándola también *grosso modo* por el grado de afectación que tiene en ella la deformación tectónica que da origen al margen continental. Estos dominios litosféricos son (Figura 6.9):

- Litosfera continental normal: En ella se encuentra un basamento de corteza continental, con la Moho a una profundidad mínima de 28 km. Este dominio se encuentra poco afectado por la tectónica extensiva que originó los márgenes continentales al oeste y al norte de Iberia durante el Mesozoico, y está constituido básicamente por la región emergida y la plataforma continental. Los valores de anomalía de Bouguer que se observan en esta zona son típicamente inferiores a 90 mGal (Figura 5.10).
- Litosfera continental adelgazada: En ella se identifica basamento compuesto por corteza continental o, hacia la parte distal, por manto serpentizado de afinidad continental. Este dominio se encuentra afectado en mayor o menor medida por los procesos tectónicos extensivos que originaron el margen continental, y abarca los dominios geomorfológicos del talud continental, además de parte de la llanura abisal de Iberia al oeste y al sur de la región de bancos submarinos (Figura 5.29). Los valores de anomalía de Bouguer que se observan varían entre 90 mGal y 350 mGal (Figura 5.10), con numerosas irregularidades que se relacionan con el elevado grado de deformación de la litosfera en esta región. En determinadas zonas como en la cuenca Interior de Galicia o en el margen profundo de Galicia y parte de la llanura abisal de Iberia, la deformación extensiva ha producido una somerización local del manto.

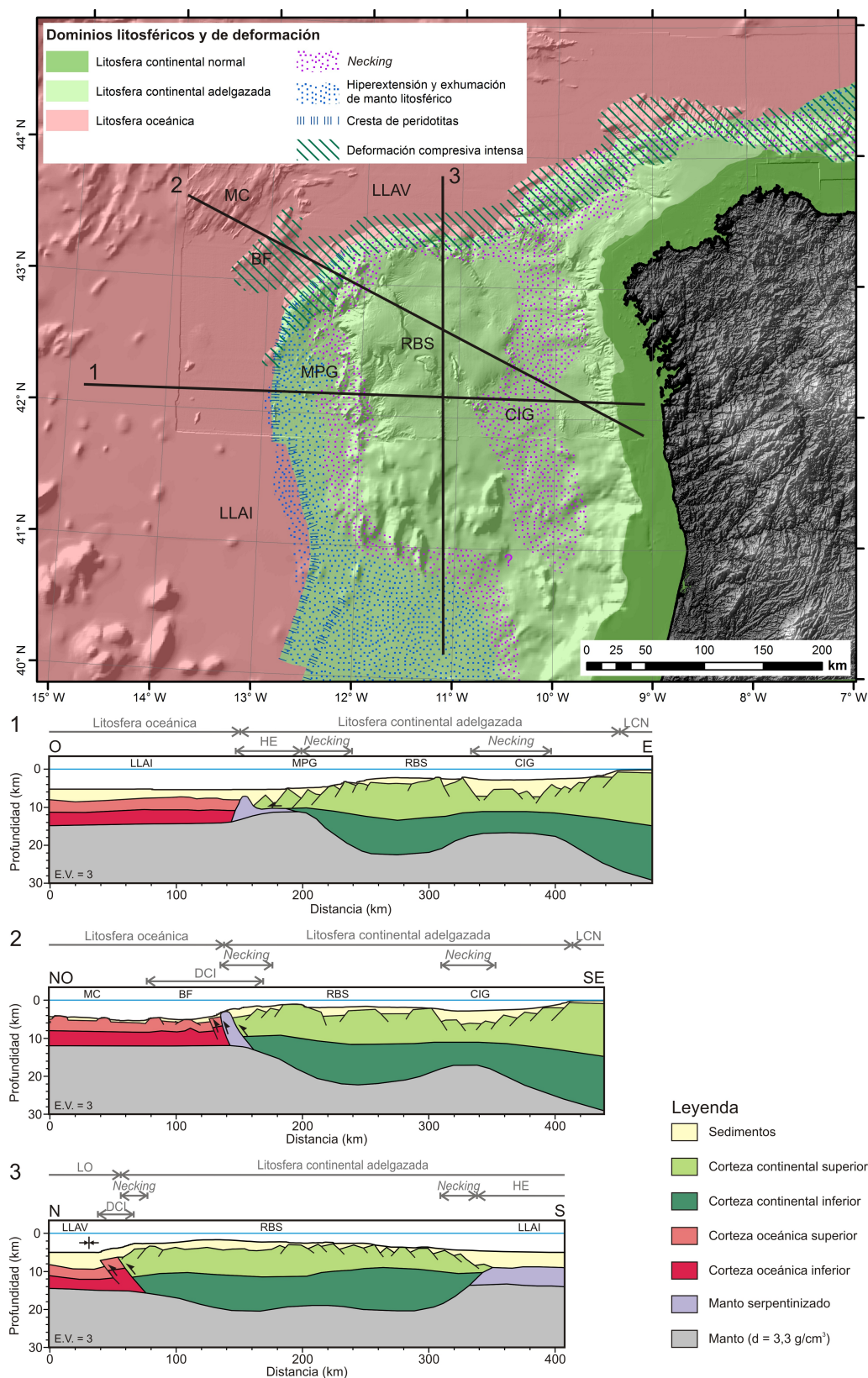


Figura 6.9: Mapa de dominios litosféricos y estructurales en el margen continental de Galicia (codificados en color), sobre modelo de sombras del relieve submarino, iluminado desde el noroeste. 1-3: Cortes sintéticos transversales a los diferentes dominios del margen continental. LLAI, llanura abisal de Iberia. MPG, margen profundo de Galicia. RBS, región de bancos submarinos. CIG, cuenca Interior de Galicia. MC, montes de Coruña. BF, banco de Finisterre. LLAV, llanura abisal de Vizcaya. LCN, litosfera continental normal. HE, zona de hiperextensión y exhumación. DCI, zona de deformación compresiva intensa. LO, litosfera oceánica.



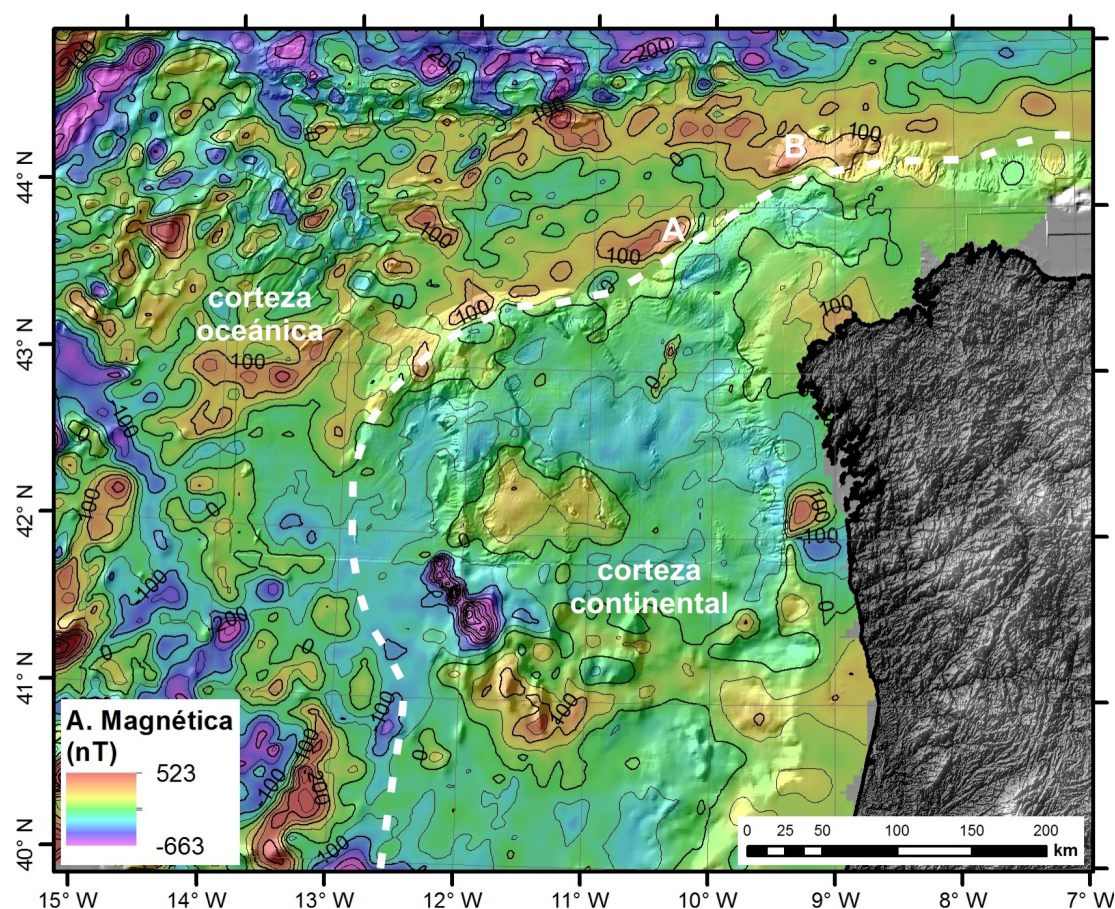


Figura 6.10: Mapa de anomalías magnéticas escalares en el margen continental de Galicia (color), sobre modelo de sombras del relieve submarino, iluminado desde el noroeste. Isótopos cada 50 nT. La malla de anomalías magnéticas, con una resolución de 6 km, ha sido cedida por el Dr. Manuel Catalán (Catalán *et al.*, 2015) [68]. La línea de trazos blanca indica el límite aproximado entre la zona continental y la oceánica.

- **Litosfera oceánica:** En este dominio se encuentra un basamento de corteza oceánica, generado por la acreción de material procedente de la fusión de manto astenosférico. Se localiza sobre la llanuras abisales de Vizcaya y de Iberia, pero también en la parte inferior del talud continental. Los valores de anomalía de Bouguer que caracterizan este dominio son variables y dependen de la deformación de la litosfera y de la presencia de zonas donde el espesor de sedimento acumulado es grande. Así, en general los valores de anomalía de Bouguer están típicamente por encima de los 300 mGal, pero en algunas localizaciones, como al norte de la cuenca Interior de Galicia y al noroeste de Galicia, son atípicamente menores, hasta por debajo de 200 mGal (Figura 5.10). El mapa de anomalías magnéticas (Figura 6.10) muestra en este dominio el aspecto irregular, con máximos y mínimos más o menos alineados, típico de corteza oceánica. Este dominio se extiende desde el norte de la región de bancos submarinos, bordeando hasta el margen norte de Iberia. Puntualmente, sobre la parte inferior del talud continental, se localiza una anomalía positiva que se correlaciona bien con las zonas donde se ha modelado una corteza oceánica deformada compresivamente, especialmente al pie de las plataformas marginales al noroeste de Galicia (A y B en la Figura 6.10).

### 6.3.5. Cartografía de los dominios de deformación

Sobre los dominios litosféricos que se han distinguido, es posible delimitar varias regiones donde se identifican procesos de deformación específicos, además de la deformación extensiva relacionada con el origen del margen continental, que ya va implícita en la diferenciación previa de los dominios

litosféricos. El límite entre estos dominios es bastante difuso en ocasiones, y encontramos zonas con superposición de dominios (Figura 6.9):

- Dominio de *necking*: Consideramos que hay un *necking* de la corteza continental cuando el techo del basamento y el techo del manto no se mantienen más o menos paralelos, sino que tienden a converger mar adentro (Sutra *et al.*, 2013) [291]. En este dominio la deformación de la corteza se produce de forma desacoplada (frágil en la parte superior y dúctil en la parte inferior) y bajo un régimen dominante de cizalla pura. El límite distal estaría marcado por el punto de acoplamiento de la deformación en la corteza superior e inferior. En este caso, el adelgazamiento es tal que el límite con el manto se encuentra a menos de 10 km de profundidad, y la corteza en conjunto entra en régimen de deformación frágil (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2001; Sutra *et al.*, 2013) [233, 291]. Para la localización de los límites de este dominio se han tenido en cuenta los perfiles sísmicos disponibles, así como los modelos gravimétricos realizados (Figura 5.20). Además, en la parte más distal del margen oeste se ha observado una correlación entre este dominio y los gradientes  $G1$ ,  $G2$  y  $G4$  descritos en el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 5.9), y con las agrupaciones de soluciones de Euler que se localizan bordeando la región de bancos submarinos por el oeste y el sur y que se prolonga meridionalmente en el margen portugués (Figura 5.19). Hacia el margen norte, la deformación compresiva no permite identificar dónde se localiza originalmente el límite distal, con la zona de hiperextensión ya que, probablemente, ha desaparecido debido al proceso de *underthrusting* relacionado con la compresión durante el Cenozoico. Por este motivo, consideramos que este dominio se corresponde aproximadamente con el talud continental y al menos parte de la zona de las plataformas marginales al noroeste de Galicia, y que su límite distal coincide con el comienzo de la litosfera oceánica. En la región de la cuenca Interior de Galicia se ha observado un adelgazamiento importante de la corteza continental, relacionado con la deformación durante los primeros estadios del proceso de *rift* (Berriasiense-Valanginiense, Jansa *et al.*, 1988; Moullade *et al.*, 1988; Murillas *et al.*, 1990) [146, 214, 221]. Consideramos esta zona como el dominio de *necking* relacionado con esa fase de *rift* inicial (Valanginiense) y que, al trasladarse la zona de deformación extensiva al oeste de la región de bancos submarinos durante el Hauteriviense-Aptiense, quedó fosilizada sin progresar hasta la hiperextensión. Este *necking* de la corteza continental en la cuenca Interior de Galicia genera un ascenso de manto litosférico, que se encuentra a menos de 18 km de profundidad, y hasta 12 km de profundidad en algunos puntos (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2003) [232] (ver modelos gravimétricos W-E.1 y W-E.2, Figura 5.20), y tiene un reflejo gravimétrico en forma de anomalía de Bouguer positiva de longitud de onda media (Figuras 5.13 y 5.14).
- Dominio de hiperextensión y exhumación de manto litosférico: En esta región la deformación de la corteza continental es enteramente frágil (su base se encuentra a menos de 10 km de profundidad), las estructuras penetran hasta el manto litosférico continental y permiten su exhumación, estando la deformación controlada por un régimen de cizalla simple. Comienza la alteración hidrotermal del manto litosférico, dando lugar a un basamento anormalmente delgado, con una densidad elevada, sin reflexiones claras del tránsito entre corteza y manto en los perfiles sísmicos disponibles, y de afinidad continental (Manatschal, 2004) [186]. Con el progreso de la deformación, el manto alterado queda expuesto en algunos lugares, en contacto directo con la cobertera sedimentaria o aflorando en el fondo oceánico, y sobre él quedan algunos bloques de corteza continental aislados como alóctonos extensionales (Sutra *et al.*, 2013) [291]. Dentro de este dominio se encuentran incluidas las crestas de peridotitas, localizadas hacia el extremo distal, y que podrían estar relacionadas con episodios de magmatismo intenso precursores del establecimiento de la deriva continental (Bronner *et al.*, 2011) [51]. Gravimétricamente, relacionamos esta región con una anomalía de Bouguer positiva de longitud de onda media (Figuras 5.13 y 5.14), debida en parte a la elevada densidad de este basamento peridotítico, y en parte también al ascenso del manto astenosférico por debajo del mismo. En el margen norte de Galicia, al este de la longitud  $7^{\circ} 30' \text{ O}$ , se ha identificado una anomalía gravimétrica positiva de longitud de onda media ( $M10$ , Figura 5.13) que podemos relacionar con el extremo occidental de la zona de exhumación de manto litosférico observada más hacia el este por Tugend *et al.* (2014, 2015) [305, 304] en la llanura abisal de Vizcaya. Al oeste de la región de bancos submarinos, esta zona de hiperextensión y exhumación de manto



litosférico se va estrechando de sur a norte, hasta desaparecer casi por completo al norte de la latitud 43° N. La cresta de manto serpentizado localizada al noroeste de la región de bancos submarinos, y al norte de los 43° N, es el único vestigio de esta zona de exhumación de manto litosférico en el margen noroeste de Galicia.

- Dominio de deformación compresiva intensa: Se han considerado como tal aquellas regiones del margen continental en las que hemos encontrado estructuras inversas de primer orden y evidencias de un proceso de inversión tectónica de gran magnitud. Este dominio estructural se localiza en el margen norte y noroeste de Galicia, continuando por el borde norte de la región de bancos submarinos y terminando al oeste de la misma, en el borde occidental del talud inferior compresivo. También se identifica como deformación compresiva los pliegues de adaptación y las familias de fracturas recientes en la cobertera sedimentaria, que se relacionan con la reactivación de estructuras previas bajo el régimen de esfuerzos compresivo cenozoico. Se han localizado estructuras incluso de edad neógena en la plataforma continental al oeste de Galicia (Muñoz et al., 2003) [218]. Pero estos últimos rasgos, de menor entidad, indican una deformación más difusa, y por ese motivo no se incluye estas zonas dentro de este dominio cartográfico de deformación intensa.

## 6.4. Modelo conceptual del inicio del proceso de inversión tectónica de un margen de *rift* pobre en magma

Las observaciones realizadas durante esta investigación sobre la estructura profunda del margen continental de Galicia, nos permiten desarrollar un modelo conceptual simplificado para la iniciación del proceso de inversión tectónica de un margen continental de *rift* pobre en magma (Figura 6.11).

En este modelo, la zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico es la que acomoda la mayor parte de la deformación, favorecida también por la reactivación del nivel de *detachment* en la base de la corteza continental generado en el proceso de *rift* inicial. En el extremo distal de la zona de exhumación, la cresta de manto serpentizado supone una zona de debilidad a través de la cual se favorecería la creación de una gran estructura de cabalgamiento (Figura 6.11, B), como la que se observa al oeste y noroeste de la región de bancos submarinos (Figura 5.20). Con el progreso de la deformación compresiva, la inversión se propaga hacia el continente a lo largo del *detachment* localizado en la Moho, y se invierten algunas estructuras normales previas en el basamento continental. La zona proximal de la corteza oceánica presenta un espesor menor y puede tener también por debajo una parte de manto litosférico serpentizado (Sibuet *et al.*, 1995; Whitmarsh *et al.*, 1996; Thinon *et al.*, 2003) [276, 330, 299]. Esto supone igualmente una zona de debilidad donde se pueden generar nuevas estructuras de cabalgamiento con el progreso de la compresión y cuando se ha consumido en su totalidad, o casi, la zona de manto serpentizado (Figura 6.11, C). El resultado es la formación de cabalgamientos de corteza oceánica como los que se han identificado al norte de la región de bancos submarinos y al norte y noroeste de Galicia (Figuras 5.20 a 5.22). Mientras sigue habiendo una zona de manto serpentizado, ésta acomoda la mayor parte de la deformación y no se generan nuevos cabalgamientos en el basamento oceánico, y por eso no se observan este tipo de estructuras al pie del talud continental del margen norte de Iberia al este de la longitud 7° 30' O.

Al norte de la región de bancos submarinos y en el margen noroeste de Galicia no se ha localizado una región de exhumación de manto, y tampoco se han encontrado evidencias de la presencia de una cresta de manto serpentizado (Sutra *et al.*, 2013) [291]. Con el progreso de la deformación compresiva esta cresta quedaría emplazada entre el basamento continental y el oceánico. El hecho de que no se observe una cresta de manto serpentizado en este área puede deberse a varias razones:

- Que la deformación compresiva haya hecho desaparecer la totalidad del cuerpo de manto serpentizado del frente de deformación, incluida la cresta distal, en un proceso de *underthrusting*.
- Que inicialmente no se hubiese generado una cresta distal de manto serpentizado durante el proceso de *rift*. Entonces, la deformación compresiva consumiría el cuerpo de manto

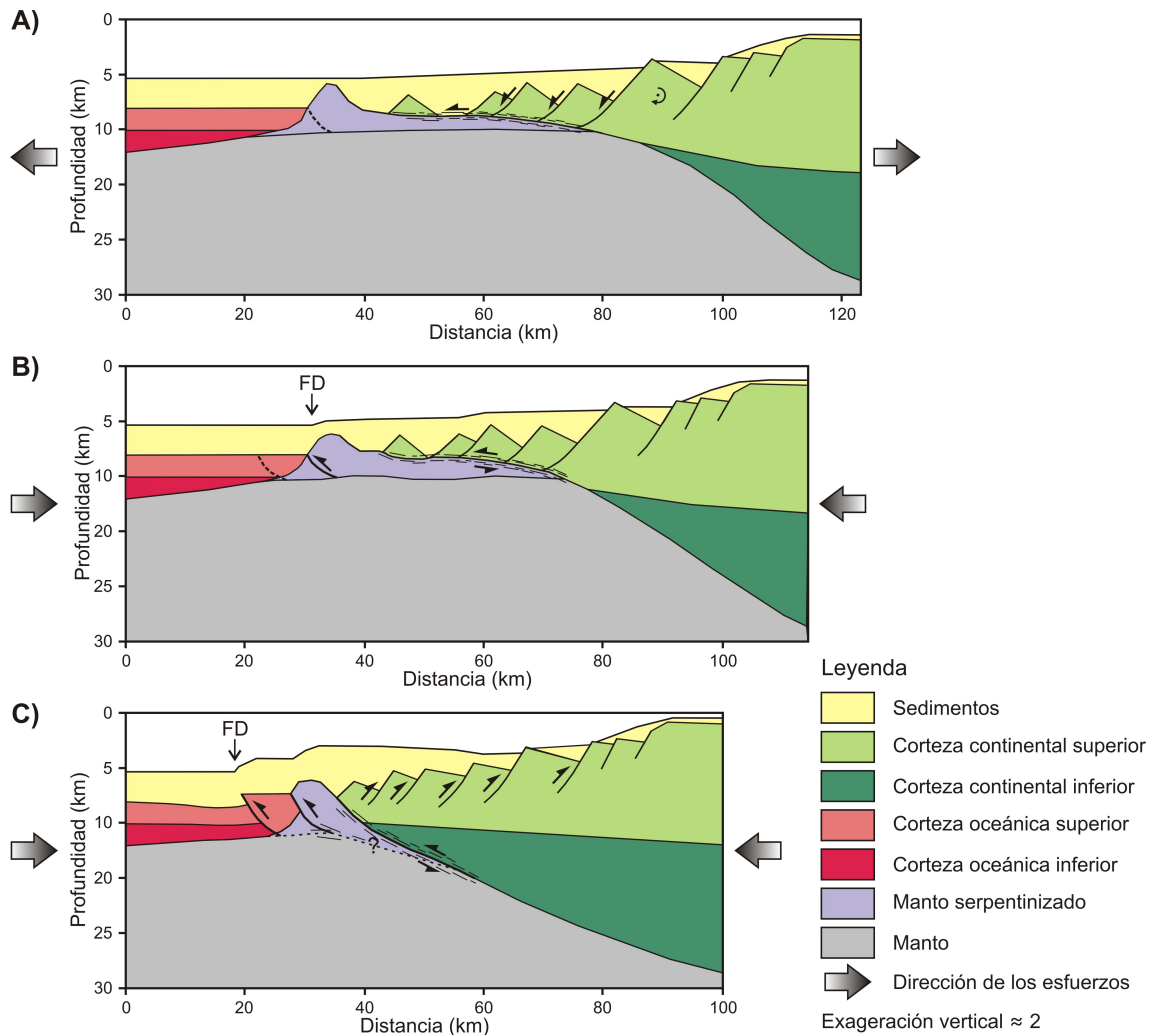


Figura 6.11: Modelo conceptual simplificado del inicio del proceso de inversión tectónica de un margen de *rift* pobre en magma. A) Situación de partida del margen continental de *rift* pobre en magma, al final del proceso extensivo. B) Comienzo del proceso de inversión tectónica: La deformación se acomoda principalmente por la unidad de manto serpentizado y a través del *detachment* litosférico que se reactiva de forma inversa. Se genera un cabalgamiento en el lado oceánico de la cresta distal de manto serpentizado. C) Final del proceso de inversión tectónica: Cuando se ha consumido la mayor parte del manto serpentizado mediante la inversión del *detachment*, la compresión progresa hacia la zona oceánica, mediante la generación de cabalgamientos en la corteza oceánica próxima, donde es más delgada y débil. También hay un progreso de la deformación hacia el continente, mediante la inversión de las antiguas estructuras extensivas. Se generan nuevos depocentros asociados a estas estructuras. FD, frente de deformación.

exhumado hasta poner en contacto la corteza continental y la oceánica.

Que sí haya un cuerpo de manto serpentizado que ha quedado emplazado en niveles corticales durante la compresión, pero que no se disponga de evidencias de su presencia. La información sísmica disponible en el margen noroeste de Galicia es insuficiente para poder determinar la presencia o ausencia de esta unidad del basamento. Además, la densidad de las peridotitas al sufrir un proceso de serpentización es muy variable, en función de su grado de alteración hidrotermal; esto hace que su densidad pueda variar de forma continua entre densidades de 2,4 g/cm<sup>3</sup> a 3,3 g/cm<sup>3</sup>, dentro del rango de densidades normales del basamento (continental y oceánica), por lo que, en ausencia de otros criterios, el análisis gravimétrico no permite distinguir su presencia.

La situación que se observa en el cinturón compresivo que bordea la región de bancos submarinos por el oeste y el noroeste es un estadio intermedio entre lo que se observa en una zona de transición de margen continental hiperextendido, como la que se encuentra un poco más al sur, en el margen profundo de Galicia y la llanura abisal de Iberia, y un cinturón ofiolítico de tipo ‘margen continental’ (CM, Dilek y Furnes, 2011) [98]. En el caso de que la compresión hubiese progresado y se hubiese desarrollado un orógeno colisional, con el cierre del océano, probablemente esta cresta de manto serpentizado, junto con los bloques de cabalgamiento de corteza oceánica, podría haber quedado obducida en el macizo montañoso resultante y quedar expuesta en forma de cinturón ofiolítico, como el que se se observa en afloramientos en los Alpes (Whitmarsh *et al.*, 1993; Manatschal, 2004) [328, 186].

## 6.5. Evolución geodinámica del margen continental de Galicia (noroeste de Iberia)

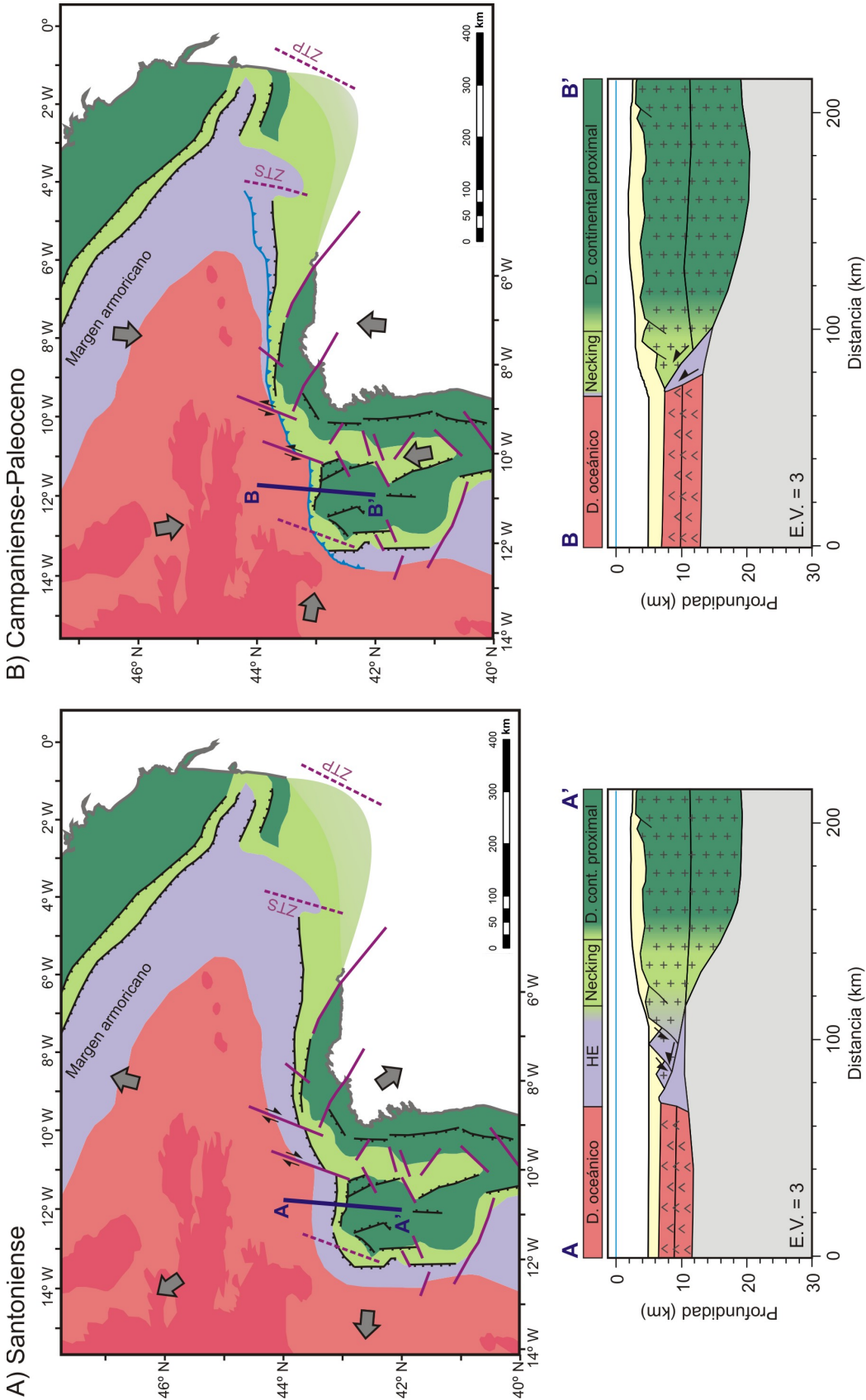
Las observaciones geológicas y geofísicas disponibles se han combinado para construir un esquema cualitativo de la evolución temporal de la deformación en el margen continental de Galicia (margen noroeste de Iberia), desde la finalización del proceso de *rift*, hasta los episodios más recientes de la deformación compresiva cenozoica.

La arquitectura del margen continental de Galicia está caracterizada por reflejar la transición entre los márgenes continentales del oeste y del norte de Iberia. Dicha transición está condicionada por varios cambios de dirección de las estructuras principales del *rift* mesozoico al noroeste de Galicia (Subsección 6.2.3). Al menos dos estructuras de desgarre con dirección NNE-SSO facilitan dichos cambios de dirección, segmentando el sistema de *rift*. Estas estructuras de desgarre acomodan la deformación extensiva en las proximidades del punto triple de la dorsal que dio lugar a la apertura del golfo de Vizcaya (A y B en la Figura 6.5).

El modelo de evolución geodinámica que se propone aquí describe la situación del margen continental de Galicia (margen noroeste de Iberia) en tres momentos clave: la finalización del proceso de *rift* y de la expansión oceánica en el golfo de Vizcaya (Santoniense, Figura 6.12, A), el comienzo de la inversión tectónica del margen norte de Iberia (Campaniense-Paleoceno, Figura 6.12, B), y la deformación compresiva de la corteza oceánica (Eoceno-Oligoceno, Figura 6.12, C).

### A) Estadio inicial: Fin de la fase de rift y de la expansión oceánica en el golfo de Vizcaya (Santoniense)

El episodio de *rift* y deriva continental que originó los márgenes al oeste y al norte de Iberia y la creación de corteza oceánica en el golfo de Vizcaya finalizó entre el Albiense y el Cenomaniense (Sibuet *et al.*, 2004; Thinon *et al.*, 2003; Jammes *et al.*, 2010; Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2015) [278, 299, 143, 260, 304]. La expansión oceánica en el golfo de Vizcaya continuó hasta el Santoniense (Figura 6.12, A) (Tugend *et al.*, 2015) [304]. Ese proceso de tectónica extensiva dio lugar a los pares conjugados de márgenes pasivos de *rift* pobre en magma de Galicia y Flemish Cap (Terranova) por el oeste, y del margen norte de Iberia y margen armoricano por el norte. Se trata de márgenes conjugados asimétricos, en los que se identifican todas las zonas características de los márgenes pasivos de *rift* pobre en magma (Sutra *et al.*, 2013; Tugend *et al.*, 2014) [291, 305].



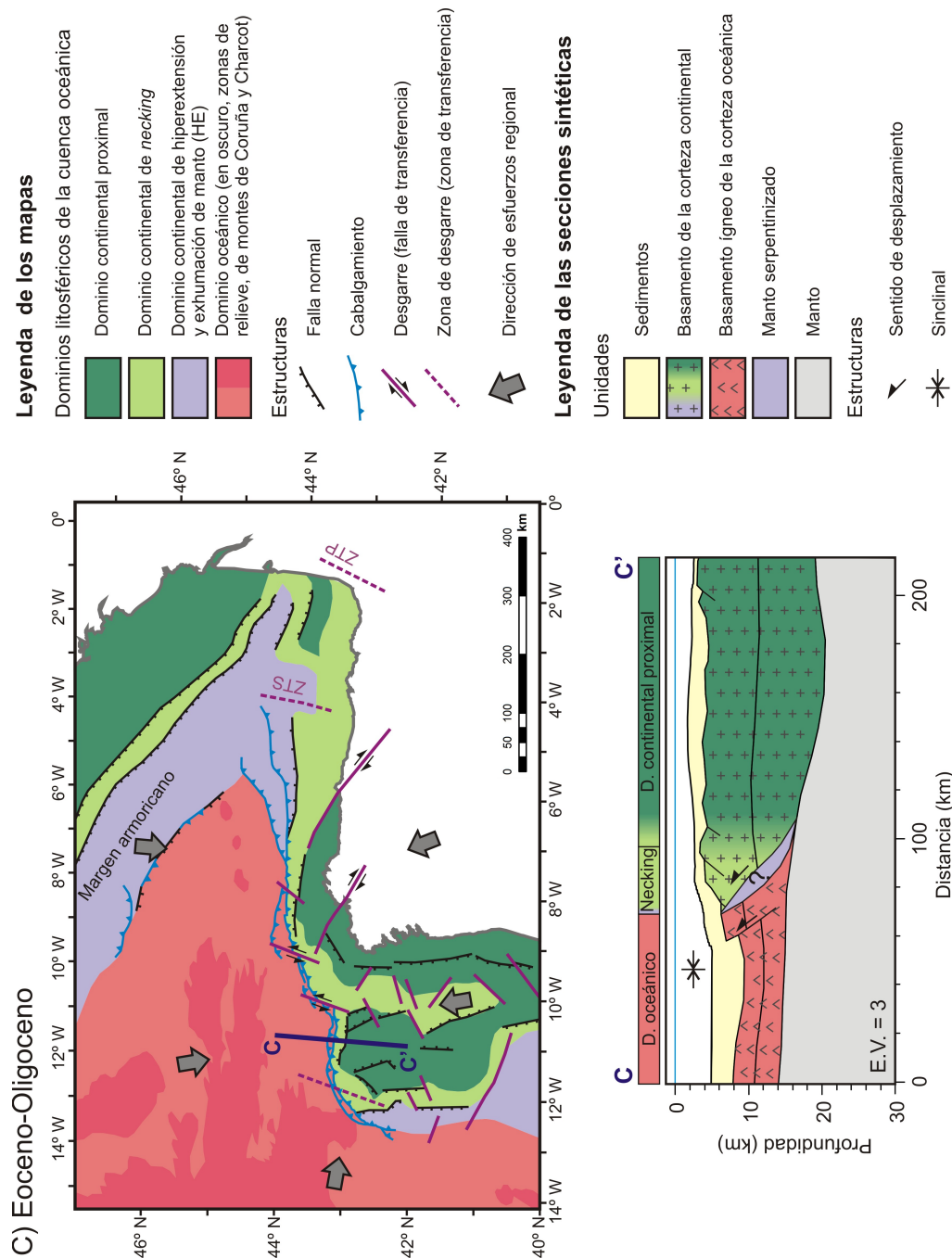


Figura 6.12: Modelo geodinámico de la evolución del margen noroeste de Iberia. A) Momento final del proceso de *rift*, durante el Cenomaniense; B) Comienzo de la compresión alpina y desaparición del dominio de hiperextensión y exhumación de manto en el margen noroeste de Iberia, entre el Santoniense y el Paleoceno; C) Progreso de la compresión alpina, con la generación de nuevas estructuras de cabalgamiento en el basamento ígneo de la corteza oceánica. Las estructuras y los límites entre los diferentes dominios litosféricos en el golfo de Vizcaya, al este y al norte del área de estudio, se basan en los trabajos previos de Thinon *et al.* (2003) [299], Roca *et al.* (2011) [260] y Tugend *et al.* (2015) [304]. ZTS, zona de transferencia de Santander; ZTP, zona de transferencia de Pamplona.



A lo largo del margen de Galicia, donde se produce la transición entre los márgenes oeste y norte de Iberia, la deformación debida a la diferente orientación de los esfuerzos tensionales se acomoda por medio de varias estructuras de desgarre de herencia hercínica con dirección NNE-SSO (Figura 6.12, A). Estas fallas actuarían como sistemas de transferencia con un sentido de movimiento lateral derecho durante el periodo extensivo. Si el régimen de esfuerzos era próximo a la extensión radial en esta zona, probablemente tuviesen también una importante componente extensiva. El modelo propuesto incluye una transición suave entre el dominio continental y el oceánico, con la presencia de una zona de hiperextensión de la corteza continental y de exhumación de manto litosférico. Ésta forma una franja continua entre el margen oeste y el norte, semejante a la que se ha descrito en los respectivos márgenes conjugados (Figura 6.12, A) (Thinon *et al.*, 2003; Jammes *et al.*, 2010; Sutra *et al.*, 2013; Tugend *et al.*, 2014) [299, 143, 291, 305]. Más hacia el este en el golfo de Vizcaya, la transición hacia el *rift* vasco-cantábrico y pirenaico se produce de nuevo a través de grandes estructuras y zonas de desgarre con dirección NNE-SSO y NE-SO (Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2015) [260, 304].

### **B) Estadio intermedio: Comienzo de la inversión tectónica del margen norte de Iberia (Campaniense-Paleoceno)**

Debido a la rotación antihoraria de Iberia a partir del Campaniense, comienza la colisión continental en el noreste (Pirineos), que progresa hacia el oeste generando la cordillera vasco-cantábrica. De este modo, el sector del golfo de Vizcaya en el margen norte de Iberia, se ve sometido a un régimen tectónico compresivo con los esfuerzos principales en dirección aproximadamente NNE-SSO (Figura 6.12, B) (Thinon *et al.*, 2001; Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2014, 2015) [298, 260, 305, 304]. Esto da lugar al comienzo de la inversión del margen de *rift* en el golfo de Vizcaya.

La nucleación y el progreso de la deformación se ven favorecidos por la existencia de una región con un basamento compuesto por manto serpentizado. Este manto serpentizado se comporta débilmente, actuando como un nivel de despegue que acomoda la mayor parte de la deformación (Burov y Poliakov, 2001; Peron-Pinvidic *et al.*, 2008; Lundin y Doré, 2011) [57, 181, 235]. La inversión tectónica del *detachment* litosférico que dio lugar a la exhumación del manto, facilita además el acortamiento horizontal sin que aparentemente haya una reactivación importante de otras estructuras previas (Whitmarsh *et al.*, 1993; Thinon *et al.*, 2003; Tugend *et al.*, 2014) [328, 299, 305].

Con el progreso de la deformación compresiva, la región de manto exhumado se iría consumiendo en un proceso de subducción incipiente o *underthrusting*, llegando a desaparecer por completo en el margen de Galicia, o quedando incorporado en la base de la cuña de acreción (Álvarez-Marrón *et al.*, 1997; Tugend *et al.*, 2014) [7, 305].

El cambio del régimen de esfuerzos de extensivo a compresivo conlleva un cambio de sentido en las estructuras NNE-SSO, que pasan de tener un movimiento lateral-derecho a lateral-izquierdo.

En el extremo noroeste del margen probablemente se produjo una rotación parcial de la dirección de los esfuerzos máximos horizontales, de NNE-SSO hacia N-S y NNO-SSE. Esto sería debido a la orientación del margen y el efecto de empuje de la dorsal centro-oceánica del Atlántico. Ese mismo proceso de rotación de la dirección de máximo esfuerzo horizontal se observa en el campo de esfuerzos actual (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225].

### **C) Estadio final: Deformación compresiva de la corteza oceánica (Eoceno-Oligoceno)**

Entre el Eoceno y el Oligoceno se alcanza la máxima deformación compresiva en el margen noroeste de Iberia, coincidiendo con la fase final de colisión en los Pirineos (Vera, 2004; Roca *et al.*, 2011; Tugend *et al.*, 2014) [308, 260, 305]. Esto da lugar a un acoplamiento de la deformación entre Iberia y Eurasia, y al desplazamiento del límite de placas desde el norte de Iberia hacia el sur, entre Iberia y África (De Vicente y Vegas, 2009; Vergés y Fernández, 2012; Tugend *et al.*, 2015) [93, 309, 304]. Posiblemente en esta fase final de la deformación, previa a la migración definitiva de la máxima deformación compresiva hacia el sureste, es responsable del origen de las últimas grandes estructuras compresivas en el margen noroeste de Galicia, que son los cabalgamientos de basamento oceánico al pie del talud continental (Figura 6.12, C) (Sección 6.4). Asociadas a estos cabalgamientos del basamento oceánico, se forman pequeñas cuencas de tipo *foredeep* con un relleno sedimentario fundamentalmente de edad eocena (Grimaud *et al.*, 1982) [132].

**Mioceno superior - Actualidad**

En el Mioceno superior se ha observado un cambio en la cinemática de África respecto a Eurasia (la dirección de la convergencia pasa de N-S a NO-SE). Este cambio, además de producir el orógeno Bético, reactiva algunas estructuras del antepaís ibérico. El régimen de esfuerzos actual en la zona de estudio es de desgarre, próximo a la extensión uniaxial y con una dirección de esfuerzo máximo horizontal NO-SE (Figura 2.23) (De Vicente *et al.*, 2008; Olaiz *et al.*, 2009) [90, 225]. Bajo este campo de esfuerzos, y con una tasa de deformación baja, se favorece el desplazamiento en fallas normales y direccional-normales con orientación NO-SE, tal como demuestra la sismicidad actual (Figura 2.20).



## Capítulo 7

# Conclusiones

En esta memoria se ha presentado un estudio de la geodinámica del margen continental de Galicia. La región de trabajo supone la transición entre el margen continental de *rift* pobre en magma del oeste de Iberia, y el margen norte de Iberia, que tiene un origen similar durante el Mioceno pero que ha sufrido un posterior proceso de inversión tectónica. Para poder proponer un esquema final de la evolución geodinámica del margen continental gallego, en este trabajo se han abordado dos aproximaciones diferentes. Estas son, por un lado, un análisis de la estructura profunda, basado en la utilización de datos gravimétricos y sísmicos y, por otro, un análisis de la estructura superficial, realizado a partir de datos batimétricos de detalle y apoyado igualmente en datos sísmicos. A continuación, se recogen las principales aportaciones de esta Tesis Doctoral.

### Conclusiones sobre la metodología empleada:

1. Se ha mostrado cómo la integración de datos geológicos y geofísicos de diversa índole (sísmicos, gravimétricos, batimétricos) es una potente metodología para el estudio integral de la geodinámica de una región oceánica como la escogida en este trabajo. Esto ha permitido caracterizar tanto la estructura profunda y regional, como la estructura superficial y de detalle. El resultado es un mejor conocimiento sobre el origen geodinámico de la morfología y estructura que se observa actualmente en el margen continental de Galicia.
2. La separación de las anomalías gravimétricas en diferentes grupos, atendiendo al análisis espectral de la malla de anomalía de Bouguer, ha permitido:
  - La identificación de las anomalías de Bouguer de longitud de onda larga ( $\lambda > 150$  km) que se relacionan con variaciones en la profundidad de la Moho. El modelado gravimétrico en 2+3/4D ha hecho posible además realizar una cartografía local de la geometría de dicha discontinuidad.
  - La identificación de las anomalías relacionadas con cambios laterales de densidad a escala cortical, o relacionadas con estructuras de primer orden. En este sentido, destacan los siguientes grupos de anomalías:
    - Anomalías positivas generadas por la presencia de una zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico.
    - Anomalías generadas por cambios laterales de densidad relacionadas con el frente compresivo en el margen noroeste y norte de Galicia.
    - Anomalías positivas relacionadas con el mayor adelgazamiento relativo de la corteza en la cuenca Interior de Galicia.
    - Anomalías negativas generadas por los depocentros sedimentarios de las plataformas marginales al noroeste de Galicia y de la cuenca de Oporto.
    - Anomalías negativas relacionadas por depocentros sedimentarios como los generados por la deformación compresiva del basamento ígneo oceánico al pie del frente compresivo (pequeñas cuencas de tipo *foredeep*).

### Conclusiones sobre la complejidad fisiográfica del margen continental:

1. Se ha realizado una cartografía estructural detallada que incluye tanto estructuras identificadas a partir de criterios geológicos y morfológicos, como estructuras reconocidas a partir de criterios exclusivamente geológicos y geofísicos (sin un reflejo morfológico aparente). En el mapa tectónico resultante, se han identificado las siguientes familias estructurales:
  - NNO-SSE a N-S. Fundamentalmente, fallas normales generadas durante el proceso de *rift* mesozoico al oeste de Galicia. Estas fallas han sido reactivadas como fallas direccionales con sentido de movimiento lateral-izquierdo durante la compresión cenozoica.
  - NE-SO a NNE-SSO. Fallas generadas probablemente durante las últimas etapas del orógeno hercínico o durante el comienzo del ciclo alpino. Estas fallas funcionaron como sistemas de transferencia en los márgenes oeste y norte, con una componente oclíca, y como fallas normales en el noroeste de Galicia y de la región de bancos submarinos. Durante la compresión cenozoica, estas estructuras se reactivaron como desgarres.
  - NO-SE. Fallas generadas durante las últimas etapas del orógeno hercínico o durante el comienzo del ciclo alpino, reactivadas como sistemas de transferencia lateral-derechos durante la extensión del rift y durante la compresión cenozoica.
  - ENE-OSO a E-O. Dentro de este grupo, algunas de ellas son fallas de probable herencia hercínica o de los primeros episodios alpinos, que han sido reactivadas como fallas normales durante la apertura del golfo de Vizcaya (margen norte) y posteriormente invertidas durante la compresión cenozoica. Otras son fallas de nueva formación, generadas durante la compresión cenozoica y que se desarrollan claramente sobre corteza oceánica de edad cretácica.

Se ha observado un cambio en las direcciones predominantes en los sistemas de fallas al sur y al norte de la latitud 42° 40' N. Al sur de esta latitud predominan las estructuras con dirección NNO-SSE a N-S, y de forma secundaria las NE-SO y NO-SE. Al norte de dicha latitud, el esquema estructural se vuelve más complejo, siendo la familia principal la de dirección NE-SO a NNE-SSO, y con las de dirección ENE a E-O y NO-SE como secundarias. El aumento de la complejidad estructural a norte de los 42° 40' N se debe fundamentalmente a dos factores:

- La proximidad del punto triple de la dorsal oceánica que generó la apertura simultánea del Océano Atlántico y el golfo de Vizcaya
  - La reactivación e inversión de estructuras previas y la creación de estructuras nuevas de carácter compresivo bajo el régimen de esfuerzos del Cenozoico.
2. Se ha explicado la elevación relativa de la región de bancos submarinos y de las plataformas marginales al noroeste de Galicia como debida a dos efectos diferentes:
    - La estructura inicial de *horst* y *graben* generada durante el episodio de *rift* mesozoico. Se ha identificado un eje de *rift* inicial localizado en la cuenca Interior de Galicia, que quedó abortado por la migración de la deformación hacia la zona distal del margen, donde la extensión progresó hasta la acreción oceánica.
    - La reactivación e inversión de la estructura previa durante la compresión cenozoica, y generación de nuevas estructuras de cabalgamiento con importantes saltos verticales. Se ha calculado una profundización de la Moho continental, debida a la inversión tectónica, de al menos 2 km en la región de bancos submarinos, y de hasta 5 km en la zona de las plataformas marginales.
  3. Entre los efectos principales del régimen compresivo del Cenozoico, se han identificado:
    - Estructuras compresivas de plegamiento y fracturación, y elevación de la corteza oceánica.
    - Engrosamiento de la corteza continental adelgazada durante el proceso de *rift* por inversión tectónica de estructuras normales previas.



- Desaparición aparente de la zona de exhumación de manto litosférico (asociada a la formación de margen de *rift* pobre en magma) al noroeste y norte de Galicia.

Como evidencias menores de la actividad tectónica cenozoica, en la región de corteza continental se han observado pliegues, flexuras y *furrows* estructurales. Estos últimos se han asociado a la reactivación de bloques de basamento fallados y basculados durante el *rift* mesozoico. En la región de corteza oceánica, se han identificado pliegues corticales de longitud de onda media, acordes con una deformación compresiva a escala litosférica.

4. Se ha constatado el elevado control estructural que ejerce la fábrica tectónica previa en el margen continental. De este modo, las estructuras principales del *rift* a lo largo de todo el margen gallego aprovechan direcciones estructurales previas, probablemente generadas durante las etapas finales del orógeno varisco, o durante las primeras etapas del ciclo alpino. A su vez, la fábrica tectónica heredada del *rift* mesozoico es un factor determinante en la inversión del margen norte de Iberia y al noroeste de Galicia y en la creación de nuevas estructuras compresivas en la corteza oceánica.

## Conclusiones sobre la transición entre el dominio continental y el dominio oceánico:

1. El paso del dominio continental al oceánico en el margen oeste de Galicia, desde el extremo sur de la zona de trabajo hasta la latitud 42° 20' N, se realiza de forma muy progresiva. Se han cartografiado las zonas de *necking* de la corteza continental, y de hiperextensión y exhumación de manto litosférico. La zona de hiperextensión y exhumación del manto litosférico se estrecha hacia el norte desde aproximadamente 45 km de anchura en la latitud 42° N, acunándose hasta desaparecer al norte de los 43° N. También se observa una elevación progresiva de sur a norte del techo del basamento en esta franja, cuantificada en hasta 3 km. La cresta de manto serpentizado se prolonga un poco más, hasta los 43° 20' N, desapareciendo con el giro de las principales estructuras tectónicas al norte de la región de bancos submarinos. De sur a norte, la cresta de manto serpentizado presenta variaciones en su morfología, pasando de ser simétrica en el sur a presentar la pendiente distal más escarpada hacia el norte, donde su límite con la corteza oceánica se produce mediante cabalgamientos.
2. La transición entre el dominio continental y el oceánico en el margen noroeste y norte de Galicia se produce de forma abrupta. No se ha localizado una zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico, que ha debido ser consumida durante la deformación compresiva cenozoica. La transición entre la corteza continental y la oceánica se ha modelado como un gran cabalgamiento de corteza continental sobre corteza oceánica.
3. Se han descrito y cartografiado diferentes dominios litosféricos y de deformación en el área de estudio. Entre los dominios litosféricos se han diferenciado:
  - Litosfera continental normal. En esta zona el basamento es de tipo continental, con la Moho a una profundidad mínima de 28 km. Los valores de anomalía de Bouguer son típicamente inferiores a 90 mGal. Se encuentra poco afectada por la tectónica extensiva mesozoica y por la compresión cenozoica.
  - Litosfera continental adelgazada. En este caso, el basamento es de tipo continental o, en la parte distal, está constituido por manto litosférico serpentizado. Los valores de anomalía de Bouguer varían entre 90 mGal y 350 mGal. Este dominio se encuentra afectado por diferentes procesos de deformación durante la extensión mesozoica y la compresión cenozoica.
  - Litosfera oceánica. El basamento de este dominio es de tipo oceánico. Los valores de anomalía de Bouguer generalmente son superiores a 300 mGal, con algunos mínimos relativos relacionados con la presencia de depocentros sedimentarios.

Sobre estos dominios litosféricos se han identificado los siguientes procesos de deformación, además de la deformación extensiva, ya implícita en la diferenciación de los dominios anteriores:

- Dominio de *necking*. En esta región, el techo del basamento y el techo del manto tienden a converger mar adentro. La deformación de la corteza se produce de forma desacoplada entre la corteza superior e inferior. El límite distal de este dominio se identifica en el punto comienza a haber un acoplamiento de la deformación, con la Moho a menos de 10 km de profundidad. Hacia el margen norte, la superposición de la deformación compresiva dificulta la identificación del límite distal. En este trabajo se ha asumido, al carecer de información adicional, que hacia el margen norte este dominio ocupa el talud continental hasta el comienzo del dominio oceánico. Se ha considerado como parte de este dominio de *necking* la región de la cuenca Interior de Galicia.
- Dominio de hiperextensión y exhumación de manto litosférico. En este caso, la deformación de la corteza se produce de forma acoplada en la corteza superior e inferior y es de tipo frágil. Las estructuras extensivas penetran hasta el manto litosférico permitiendo su exhumación y alteración hidrotermal. En el extremo distal de este dominio se suele identificar de manera característica una cresta de manto serpentizado.
- Dominio de deformación compresiva intensa. Este dominio comprende las regiones en las que se han cartografiado estructuras compresivas de primer orden y evidencias de un proceso de inversión tectónica de gran magnitud. Se localiza en el margen norte y noroeste de Galicia, continuando por el norte de la región de bancos submarinos hasta el oeste del banco de Galicia.

### Modelo conceptual de inversión tectónica de un margen de rift pobre en magma:

Las observaciones realizadas en el margen continental de Galicia han permitido plantear un modelo conceptual simplificado sobre el inicio de la inversión tectónica de un margen de *rift* pobre en magma. Este modelo tiene las siguientes características principales:

- La zona de hiperextensión y exhumación de manto litosférico es la que acomoda la mayor parte de la deformación compresiva. La deformación se ve favorecida por la reactivación del nivel de *detachment* generado previamente entre la base de la corteza continental y el manto litosférico.
- La existencia de la cresta distal de manto serpentizado favorece la generación de una nueva estructura de cabalgamiento con el progreso de la deformación, y una vez consumida la zona de manto serpentizado.
- La corteza oceánica más proximal es anormalmente delgada y puede presentar adosado en la base un cuerpo de manto serpentizado, prolongación del de la zona de exhumación. Esta corteza oceánica delgada es también más débil y, con el progreso de la deformación, se ve afectada también por nuevas estructuras de cabalgamiento.

La ausencia de la cresta distal de manto serpentizado al norte de la región de bancos submarinos y en el margen noroeste de Galicia se plantea que puede estar debida a varias razones:

- Que haya desaparecido durante la deformación compresiva por un proceso de *underthrusting*.
- Que originalmente no se hubiese desarrollado una cresta distal de manto serpentizado en este sector del margen.
- Que haya un cuerpo de manto serpentizado, emplazado a modo de duplexes compresivos en niveles corticales durante la compresión, pero que no se haya detectado por la insuficiente resolución/petración de los datos geofísicos existentes.

## Modelo de evolución geodinámica del margen continental de Galicia

Finalmente, se ha planteado un modelo de evolución geodinámica del margen continental de Galicia, desde la finalización de la fase de *rift* y expansión oceánica, hasta el final de la compresión cenozoica en el margen. Este modelo comprende tres estadios, que son:

- Estadio inicial: Fin de la fase de *rift* y de la expansión oceánica en el golfo de Vizcaya (Santonense). Se observa la presencia de todas las zonas típicamente descritas en los márgenes de *rift* pobre en magma, continuas a lo largo del margen oeste y norte de Iberia, y en el margen conjugado al otro lado del golfo de Vizcaya. En el margen de Galicia, la deformación se acomoda por medio de varias estructuras de dirección NNE-SSO que actúan como sistemas de transferencia con sentido lateral-derecho.
- Estadio intermedio: Comienzo de la inversión tectónica del margen norte de Iberia (Campaniense-Paleoceno). La deformación compresiva se nuclea en la zona donde hay un basamento compuesto por manto serpentizado (zona de hiperextensión y exhumación de manto), que se va consumiendo en un proceso de *underthrusting*, favorecido por la existencia de la estructura de *detachment* litosférico generada durante el proceso de *rift* previo.
- Estadio final: Deformación compresiva de la corteza oceánica (Eoceno-Oligoceno). Durante esta fase se producen las últimas grandes estructuras compresivas en el margen noroeste de Iberia, que son los cabalgamientos de basamento oceánico al pie del talud continental, y la formación de pequeñas cuencas de tipo *foredeep* asociadas a éstos.



# Bibliografía

- [1] N. ABE, *Petrochemistry of serpentinitized peridotite from the Iberia Abyssal Plain (ODP Leg 173): its character intermediate between sub-oceanic and sub-continental upper mantle*, en Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea, R. Wilson, R. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 143–159.
- [2] P. AGRINIER, G. CORNEN, y M. O. BESLIER, *Mineralogical and oxygen isotopic features of serpentinites recovered from the ocean/continent transition in the Iberia Abyssal Plain*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus, y D. G. Masson, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 541–552.
- [3] P. AGRINIER, C. MEVEL, y J. GIRARDEAU, *Hydrothermal alteration of the peridotites cored at the ocean/continent boundary of the Iberian margin: petrologic and stable isotope evidences*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 225–234.
- [4] M. M. ALVARADO, *Evolución de la Placa Ibérica*, en Geología de España - Libro Jubilar J. M. Ríos, Instituto Geológico y Minero de España, 1983, pp. 21–55.
- [5] J. ALVAREZ, *Análisis gravimétrico e isostático en el Macizo Hespérico*, master's thesis, Dpto. de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, 2002.
- [6] J. ALVAREZ-MARRÓN, A. PÉREZ-ESTAÚN, J. J. DAÑOBEITIA, J. PULGAR, J. MARTÍNEZ CATALÁN, A. MARCOS, F. BASTIDA, P. AYARZA ARRIBAS, J. ALLER, A. GALLART, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, E. BANDA, M. C. COMAS, y D. CÓRDOBA, *Seismic structure of the northern continental margin of Spain from ESCIN deep seismic profiles*, Tectonophysics, 264 (1996), pp. 153–174.
- [7] J. ALVAREZ-MARRÓN, E. RUBIO, y M. TORNÉ, *Subduction-related structures in the North Iberian Margin*, Journal of Geophysical Research, 102, TC4003, DOI: 10.1029/2008TC002337 (1997).
- [8] T. M. ALVES, C. MOITA, T. CUNHA, M. ULLNAESS, R. MYKLEBUST, J. H. MONTEIRO, y G. MANUPPELLA, *Diachronous evolution of Late Jurassic-Cretaceous continental rifting in northeast Atlantic (west Iberian margin)*, Tectonics, 28 (2009), pp. 22497–22511.
- [9] T. M. ALVES, C. MOITA, F. SANDNES, T. CUNHA, J. H. MONTEIRO, y L. M. PINHEIRO, *Mesozoic-Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin*, AAPG Bulletin, 90 (2006), pp. 31–60.
- [10] B. ANDEWEG, *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, the effects and causes of changing stress fields*, PhD thesis, Vrije Univ., Amsterdam, 2002.
- [11] R. ARENAS, P. FARIAS, G. GALLASTEGUI, J. I. GIL IBARGUCHI, F. GONZÁLEZ LODEIRO, E. KLEIN, J. MARQUÍNEZ, L. M. MARTÍN PARRA, J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, E. ORTEGA, J. G. PABLO MACIÁ, M. PEINADO, y L. R. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, *Características*



- geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes*, en II Congreso Geológico de España, Simposios, 1988, pp. 75–84.
- [12] F. ARTHAUD Y P. MATTE, *Les décrochements tardihercyniques du Sud-Ouest de l'Europe. géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation*, Tectonophysics, 25 (1975), pp. 139–171.
- [13] C. AYALA, *A new compilation of gravity data over the Iberian Peninsula and surrounding areas. International Report TopoIberia Project (Consolider-Ingenio)*, tech. report, Instituto Geológico y Minero de España, 2013.
- [14] M. BACON Y F. GRAY, *A gravity survey in the eastern part of the Bay of Biscay*, Earth and Planetary Science Letters, 10 (1970), pp. 101–105.
- [15] M. BACON, F. GRAY, Y D. H. MATTHEWS, *Crustal structure studies in the bay of biscay*, Earth and Planetary Science Letters, 6 (1969), p. 377.
- [16] R. BARTOLOMÉ, *Evolución tectónica del margen continental oeste de México: Fosa Mesoa-mericana y Golfo de California (CORTES-P96)*, PhD thesis, Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera (CSIC), Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona, 2002.
- [17] J. P. BARTON, *The relationship between seismic velocity and density in the continental crust-a useful constraint?*, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 87 (1986), pp. 195–208, DOI: 10/1111/j.1365-246x.1986.tb04553.x.
- [18] G. BASSI, *Relative importance of strain-rate and rheology for the mode of continental extension*, Geophysical Journal International, 122 (1995), pp. 195–210.
- [19] F. BEA, P. MONTERO, Y T. ZINGER, *The Nature and Origin of the Granite Source Layer of Central Iberia: Evidence from Trace Element, Sr and Nd Isotopes, and Zircon Age Patterns*, Journal of Geology, 111 (2003), pp. 579–595.
- [20] J. S. BENDAT Y A. G. PIERSON, *Random data, 2nd revised*, John Wiley and Sons, 1986.
- [21] G. BERTOTTI, V. PICOTTI, D. BERNOULLI, Y A. CASTELLARIN, *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*, Sedimentary Geology, 86 (1993), pp. 53–76.
- [22] M. O. BESLIER, M. ASK, Y G. BOILLOT, *Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data*, Tectonophysics, 218 (1993), pp. 383–393.
- [23] M. O. BESLIER, A. BITRI, Y G. BOILLOT, *Structure de la transition continent-océan d'une marge passive: sismique réflexion multitrace dans la plaine abyssale ibérique (Portugal)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 320 (1995), pp. 969–976.
- [24] M. O. BESLIER Y J. P. BRUN, *Boudinage de la lithosphere et formation des marges passives*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 313 (1991), pp. 951–958.
- [25] M. O. BESLIER, G. CORNEN, Y J. GIRARDEAU, *Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 397–412.
- [26] M. O. BESLIER, J. GIRARDEAU, Y G. BOILLOT, *Kinematics of peridotite emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain*, Tectonophysics, 184 (1990), pp. 321–343.
- [27] M. BLACK, M. HILL, A. S. LAUGHTON, Y D. H. MATTHEWS, *Three non-magnetic sea-mounts off the Iberian coast*, Quaternary Journal of the Geological Society of London, 120 (1964), pp. 477–517.

- [28] G. BOILLOT, P. AGRINIER, y M. O. BESLIER, *A lithospheric syn-rift shear zone at the ocean-continent transition: preliminary results of the GALINAUTE II cruise (Nautilé dives on the Galicia Bank, Spain)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 321 (1995), pp. 1171–1178.
- [29] G. BOILLOT, J. L. AUXIETRE, J. P. DUNAND, P. A. DUPEUBLE, y A. MAUFFRET, *The northwestern Iberian Margin: A Cretaceous passive margin deformed during Eocene*, en Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment, M. Talwani, W. W. Hay, y W. B. F. Ryan, eds., Maurice Ewing Ser., AGU, Washington, 1979, pp. 138–153.
- [30] G. BOILLOT, M. O. BESLIER, y M. J. COMAS, *Seismic image of undercrusted serpentinite beneath a rifted margin*, Terra Nova, 4 (1991), pp. 25–33.
- [31] G. BOILLOT, M. O. BESLIER, y J. GIRARDEAU, *Nature, structure and evolution of the ocean-continent boundary: The lesson of the west Galicia margin (Spain)*, en Rifted Ocean-Continent Boundaries, E. Banda, M. Torné, y M. Talwani, eds., Kluwer, Dordrecht, 1995, pp. 219–229.
- [32] G. BOILLOT, M. O. BESLIER, C. M. KRAWCZYK, D. RAPPIN, y T. J. RESTON, *The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain*, en The Tectonics, Sedimentation and Paleooceanography of the North Atlantic Region, R. A. Scrutton, M. S. Stoker, G. B. Shimmield, y A. W. Tudhope, eds., Geological Society, London, Special Publication, 1995, pp. 71–91.
- [33] G. BOILLOT y R. CAPDEVILA, *The pyrenees: subduction and collision?*, Earth and Planetary Science Letters, 35 (1977), pp. 151–160.
- [34] G. BOILLOT, M. J. COMAS, J. GIRARDEAU, J. KORNPROBST, J. P. LOREAU, J. MALOD, D. MOUGENOT, y M. MOULLADE, *Preliminary results of the Galinaute cruise (dives of the sumersible 'Nautilé' on the West Galicia margin, Spain)*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 37–51.
- [35] G. BOILLOT, P. A. DUPEUBLE, I. HANNEQUIN-MARCHAND, M. LAMBOY, y J. P. LEPÊTRE, *Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de Chapbreton et la canyon d'Aviles*, Bull. Soc. Géol. Fr.(7), 15 (1973), pp. 367–391.
- [36] G. BOILLOT, G. FÉRAUD, M. RECQ, y J. GIRARDEAU, *'Undercrusting' by serpentinite beneath rifted margins*, Nature, 341 (1989), pp. 523–525.
- [37] G. BOILLOT y N. FROITZHEIM, *Non-volcanic rifted margins, continental breakup and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions*, en Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 9–30.
- [38] G. BOILLOT, J. GIRARDEAU, y J. KORNPROBST, *Rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the sea floor*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, G. En Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 741–756.
- [39] G. BOILLOT, S. GRIMAUD, A. MAUFFRET, D. MOUGENOT, T. KORNPROBST, J. MERGOIL-DANIEL, y G. TORRENT, *Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank*, Earth and Planetary Science Letters, 48 (1980), pp. 23–34.
- [40] G. BOILLOT y J. MALOD, *The North and North-West Spanish Continental Margin: a review*, Revista de la Sociedad Geológica de España, 1 (1988), pp. 295–316.

- [41] G. BOILLOT, D. MOUGENOT, J. GIRARDEAU, y E. L. WINTERER, *Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain*, en *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, A. J. Tankard y H. R. Balkwill, eds., vol. 46, American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 1989, pp. 363–377.
- [42] G. BOILLOT, M. RECQ, E. L. WINTERER, J. APPLGATE, M. BALTUCK, J. A. BERGEN, M. C. COMAS, T. A. DAVIES, K. DUNHAM, J. A. JOHNSON, J. KASAHARA, J. P. LOREAU, E. LUNA-SIERRA, M. MOULLADE, J. OGG, M. SARTI, J. THUROW, y M. WILLIAMSON, *Tectonic denudation of the upper mantle along passive margin: a model based on drilling results (Ocean Drilling Program Leg 103, Western Galicia Margin, Spain)*, *Tectonophysics*, 132 (1987), pp. 335–342.
- [43] G. BOILLOT y E. L. WINTERER, *Drilling on the Galicia Margin: retrospect and prospect*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B)*, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 809–828.
- [44] G. BOILLOT, E. L. WINTERER, y A. W. MEYER, *Resultats préliminaires de la campagne 103 du JOIDES Resolution (Ocean Drilling Program) au large de la Galice (Espagne): sédimentation et distension pendant le rifting d'une marge stable; hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur*, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 301 (1985), pp. 627–632.
- [45] ———, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports (Part A)*, vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1987.
- [46] ———, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B)*, vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988.
- [47] J. F. BOURILLET, S. ZARAGOSI, y T. MULDER, *The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems*, *Geo-Marine Letters*, 26 (2006), pp. 311–315, DOI: 10.1007/s00367-006-0042-2.
- [48] J. C. BOWLING y D. L. HARRY, *Geodynamic models of continental extension and the formation of non-volcanic rifted continental margins*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 511–536.
- [49] J. W. BOWN y R. S. WHITE, *Effect of finite extension rate on melt generation at rifted continental margins*, *Journal of Geophysical Research*, 100 (1995), pp. 18011–18030.
- [50] T. M. BROCHER, *Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95 (2005), pp. 2081–2092, DOI: 10.1785/0120050077.
- [51] A. BRONNER, D. SAUTER, G. MANATSCHAL, G. PERON-PINDIVIC, y M. MUNSCHY, *Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins*, *Nature Geoscience*, 4 (2011), p. DOI: 10.1038/NCEO1201.
- [52] J. P. BRUN y M. O. BESLIER, *Mantle exhumation at passive margin*, *Earth and Planetary Science Letters*, 142 (1996), pp. 161–173.
- [53] J. P. BRUN y J. P. BURG, *Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision*, *Earth and Planetary Science Letters*, 61 (1982), pp. 319–332.
- [54] W. R. BUCK, *Modes of continental lithospheric extension*, *Journal of Geophysical Research*, 96 (1991), pp. 20161–20178.

- [55] E. BULLARD, J. E. EVERETT, Y A. G. SMITH, *The fit of the continents around the Atlantic*, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 258 (1965), pp. 41–75.
- [56] J. P. BURG, M. IGLESIAS, P. LAURENT, P. MATTE, Y A. RIBEIRO, *Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Badajoz Shear zone (SW Iberian Peninsula)*, Tectonophysics, 78 (1981), pp. 161–177.
- [57] E. BUROV Y A. POLIAKOV, *Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using fully coupled numerical model*, Journal of Geophysical Research, 106 (2001), pp. 16461–16481, DOI: 10.1029/2001JB000433.
- [58] J. W. CADY, *Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms*, Geophysics, 45 (1980), pp. 1507–1512.
- [59] M. CANNAT, *Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges*, Journal of Geophysical Research, 98 (1993), pp. 4163–4172.
- [60] M. CANNAT, Y. LAGABRIELLE, T. H. BOUGAULT, J. CASEY, N. DE COUTURE, L. DIMITRIEV, Y Y. FOUQUET, *Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15°N region*, Tectonophysics, 279 (1997), pp. 193–213.
- [61] R. CAPDEVILA Y D. MOUGENOT, *Pre-Mesozoic basement of the western Iberian continental margin and its place in the Variscan belt*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 3–12.
- [62] R. CAPOTE, J. A. MUÑOZ, J. L. SIMÓN, C. L. LIESA, Y L. E. ARLEGUI, *Alpine tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera*, en The Geology of Spain, W. Gibbons y M. T. Moreno, eds., Geological Society of London, 2002, pp. 367–400.
- [63] A. CARBÓ, A. MUÑOZ, A. CASAS, Y J. ÁLVAREZ, *Bouguer Anomaly Map of the Alborán Sea and the Surrounding Alpine ranges (Betics and Rif)*, en Workshop on the Geodynamics of the Western Part of Eurasia-Africa plate boundary (Azores-Tunisia). Extended abstracts book. San Fernando, Spain, 2001.
- [64] A. CARBÓ, A. MUÑOZ, P. LLANES, J. ÁLVAREZ, Y ZEE WORKING GROUP, *Gravity analysis offshore the Canary Islands from a systematic survey*, Marine Geophysical Researches, 24 (2003), pp. 113–127.
- [65] A. CARBÓ, A. MUÑOZ, P. A. RAMOS, Y M. A. LÓPEZ, *Gravimetry in the Spanish Exclusive Economic Zone (Z.E.E.E.). Development of a system for the data control, treatment and storage*, en Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), Barcelona, 1998.
- [66] C. CARBÓ, *Protocolo y software diseñado para la adquisición y tratamiento de datos gravimétricos recogidos en el B.I.O. Hespérides*. LANZADA, tech. report, Universidad Complutense de Madrid, 1996.
- [67] J. CARBONELL, *Estudi de la susidència I estructura litosférica del marge occidental de la Península Ibèrica*, PhD thesis, Universitat de Barcelona, 1997.
- [68] M. CATALAN, Y. M. MARTOS, J. MARTÍN-DÁVILA, A. MUÑOZ-MARTÍN, A. CARBÓ, Y M. DRUET, *Radiografía de un margen continental utilizando campos potenciales y espesor de sedimentos: el margen Atlántico Ibérico*, Boletín Geológico Y Minero, 126 (2015), pp. 515–532.
- [69] M. CATALÁN, *Estudio altimétrico del entorno del Golfo de Cádiz-Estrecho de Gibraltar: Mejora de la precisión de las órbitas dinámicas mediante la utilización de técnicas de arco corto y su aplicación al reposicionamiento de una estación de telemetría laser*, Tech. Report 2/2000, Real Instituto y Observatorio de la Armada, 2000.

- [70] S. CHARPENTIER, J. KORNPORST, G. CHAZOT, G. CORNEN, Y G. BOILLOT, *Interaction entre lithosphère et asthénosphère au cours de l'ouverture océanique : données isotopiques préliminaires sur la marge passive de Galice (Atlantique-Nord)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes, 326 (1998), pp. 757–762.
- [71] S. CHEVROT, A. VILLASEÑOR, M. SYLVANDER, S. BENAHEMED, E. BEUCLER, G. COUGOLAT, P. DELMAS, M. DE SAINT BLANQUAT, J. DÍAZ, J. GALLART, F. GRIMAUD, Y. LAGABRIELLE, G. MANATSCHAL, A. MOCQUET, H. PAUCHET, A. PAUL, C. PÉQUEGNAT, O. QUILLARD, S. ROUSSEL, M. RUIZ, Y D. WOLYNIEC, *High-resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments*, Journal of Geophysical Research, 119 (2014), pp. 6399–6420, DOI: 10.1002/2014JB010953.
- [72] D. CHIAN, C. KEEN, I. REID, Y K. LOUDEN, *Evolution of non-volcanic rifted margins of the Labrador Sea*, Geology, 23 (1995), pp. 589–592.
- [73] D. CHIAN Y K. LOUDEN, *The structure of Achean/Ketilidian crust along the continental shelf of southwestern Greenland from a seismic refraction profile*, Canadian Journal of Earth Sciences, 29 (1992), pp. 301–313.
- [74] ———, *The ocean-continent crustal transition across the southwest Greenland margin*, Journal of Geophysical Research, 99 (1994), pp. 9117–9135.
- [75] D. CHIAN, K. LOUDEN, T. A. MINSHULL, Y R. B. WHITMARSH, *Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect*, Journal of Geophysical Research, 104 (1999), pp. 7443–7462.
- [76] D. CHIAN, K. LOUDEN, Y I. REID, *Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formation of nonvolcanic continental margins*, Journal of Geophysical Research, 100 (1995), pp. 24239–24253.
- [77] N. I. CHRISTENSEN Y W. D. MOONEY, *Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view*, Journal of Geophysical Research, 100 (1995), pp. 9761–9788.
- [78] S. A. CLARK, D. S. SAWYER, A. J. A., G. L. CHRISTESON, Y Y. NAKAMURA, *Characterizing the Galicia Bank-Southern Iberia Abyssal Plain rifted margin segment boundary using multichannel seismic and ocean bottom seismometer data*, Journal of Geophysical Research, 112 (2007), p. DOI: 10.1029/2006JB004581.
- [79] S. CLOETINGH, E. BUROV, F. BEEKMAN, B. ANDEWEG, P. A. M. ANDRIESSEN, D. GARCIA-CASTELLANOS, G. DE VICENTE, Y R. VEGAS, *Lithospheric folding in iberia*, Tectonics, 21 (2002), p. DOI: 10.1029/2001TC901031.
- [80] M. COMAS, L. F. JANSÁ, Y M. SARTI, *The Late Jurassic carbonate platform of the Atlantic Western Iberian Margin*, en Congreso Geológico de Granada, II, Libro de Simposios, 1988, pp. 333–342.
- [81] G. CORNEN, M. O. BESLIER, Y J. GIRARDEAU, *Petrologic characteristics of the ultramafic rocks from the ocean-continent transition in the iberia abyssal plain*.
- [82] ———, *Petrology of the mafic rocks cored in the Iberia Abyssal Plain*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 449–470.
- [83] V. COURTILLOT, *Propagating rifts and continental breakup*, Tectonics, 1 (1982), pp. 239–250.
- [84] D. CÓRDOBA, E. BANDA, Y J. ANSORGE, *The hercynian crust in northwestern Spain: a seismic survey*, Tectonophysics, 132 (1987), pp. 321–333.



- [85] J. DÍAZ Y J. GALLART, *Crustal structure beneath the Iberian Peninsula and surrounding waters: A new compilation of deep seismic sounding results*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 173 (2009), pp. 181–190.
- [86] J. DÍAZ, J. GALLART, O. GASPÀ, M. RUIZ, Y D. CÓRDOBA, *Seismicity analysis at the Prestige oil-tanker wreck area (Galicia Margin, NW of Iberia)*, Marine Geology, 249 (2008), pp. 150–165.
- [87] O. DE CHARPAL, P. GUENNOG, L. MONTADERT, Y D. G. ROBERTS, *Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay*, Nature, 275 (1978), pp. 706–711.
- [88] G. DE VICENTE, *Estructura alpina del Antepaís Ibérico*, en Geología de España, J. A. Vera, ed., Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 2004, pp. 587–634.
- [89] G. DE VICENTE, S. CLOETINGH, J. FERNÁNDEZ-LOZANO, A. MUÑOZ-MARTÍN, M. DRUET, D. SOKOUTIS, Y E. WILLINGSHOFER, *Do the Pyrenees and the Central System extend to the Atlantic offshore?*, en Nuevas contribuciones al Margen Iberico Atlántico, G. Flor Rodríguez, J. Gallastegui, G. Flor Blanco, y J. Martín Llana, eds., vol. MIA-09, 6th Symposium of the Atlantic Iberian margin, Universidad de Oviedo, Dpto. de Geología, 2009, pp. 49–52.
- [90] G. DE VICENTE, S. CLOETINGH, A. MUÑOZ-MARTÍN, A. OLAIZ, D. STICH, R. VEGAS, J. GALINDO-ZALDÍVAR, Y J. FERNÁNDEZ-LOZANO, *Inversion of moment tensor focal mechanisms for active stresses around the microcontinent Iberia: Tectonic implications*, Tectonics, 27, TC1009, DOI: 10.1029/2006TC002093 (2008).
- [91] G. DE VICENTE, S. CLOETINGH, J. D. VAN WEES, Y P. P. CUHNA, *Tectonic classification of the Cenozoic Iberian foreland basins*, Tectonophysics, 502 (2011), pp. 38–61, DOI: 10.1016/j.tecto.2011.02.007.
- [92] G. DE VICENTE, J. GINER, A. MUÑOZ-MARTÍN, J. M. GONZÁLEZ-CASADO, Y R. LINDO, *Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain*, Tectonophysics, 226 (1996), pp. 405–424.
- [93] G. DE VICENTE Y R. VEGAS, *large-scale distributed deformation controlled topography along the western africa-Eurasia limit: Tectonic constraints*, Tectonophysics, 474 (2009), pp. 124–143, DOI: 10.1016/j.tecto.2008.11.026.
- [94] S. M. DEAN, T. A. MINSHULL, R. B. WHITMARSH, Y K. E. LOUDEN, *Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: the IAM-9 transect at 40°20'N*, Journal of Geophysical Research, 105 (2000), pp. 5859–5885.
- [95] J. M. A. DIAS, R. GONZALEZ, C. GARCÍA, Y V. DÍAZ DEL RIO, *Sediment distribution patterns on the Galicia-Minho continental shelf*, Progress in Oceanography, 52 (2002), pp. 215–231.
- [96] J. M. A. DIAS Y W. J. NEAL, *Modal size classification of sands: an example from the northern Portugal continental shelf*, Journal of Sedimentary Petrology, 60 (1990), pp. 426–437.
- [97] J. M. A. DIAS Y C. A. NITTROUER, *Continental shelf sediments of northern Portugal*, Continental Shelf Research, 3 (1984), pp. 147–165.
- [98] Y. DILEK Y H. FURNES, *Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprint of ancient oceanic lithosphere*, Geological Society of America Bulletin, 123 (2011), pp. 387–411; DOI: 10.1130/B30446.1.
- [99] DISCOVERY 215 WORKING GROUP, *Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the southern Iberia Abyssal Plain*, Geology, 26 (1998), pp. 743–746.

- [100] T. DORÉ Y E. LUNDIN, *Research Focus: Hyperextended continental margins - Knowns and unknowns*, journal = *Geology*, year = 2015, volume = 43, number = 1, pages = 95-96, DOI: 10.1130/focus012015.1,.
- [101] N. W. DRISCOLL Y G. D. KARNER, *Lower crustal extension across the Northern Caernarvon basin, Australia: evidence for an eastward dipping detachment*, *Journal of Geophysical Research*, 103 (1998), pp. 4975–4991.
- [102] P. A. DUPEUBLE, J. P. REHAULT, J. L. AUXIETRE, J. P. DUNAND, Y L. PASTOURET, *Résultats de dragage et essai de stratigraphie des bancs de Galice et des montagnes de Porto et de Vigo (Marge occidentale ibérique)*, *Marine Geology*, 22 (1976), pp. M37–M49.
- [103] K. O. EMERY Y E. UCHUPI, *The Geology of the Atlantic Ocean*, Springer-Verlag, New York, 1984.
- [104] T. ENGELIS, *Radial orbit error reduction and sea surface topography determination using satellite altimetry*, Tech. Report 377, Ohio State University, 1987.
- [105] P. ENGLAND, *Constraints on extension of continental lithosphere*, *Journal of Geophysical Research*, 88 (1983), pp. 1145–1152.
- [106] G. ERCILLA, D. CASAS, F. ESTRADA, J. T. VÁZQUEZ, J. IGLESIAS, M. GARCÍA, M. GÓMEZ, J. ACOSTA, J. GALLART, A. MAESTRO-GONZÁLEZ, Y MARCONI TEAM, *Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin*, *Marine Geology*, 247 (2008), pp. 61–83.
- [107] G. ERCILLA, D. CASAS, J. T. VÁZQUEZ, J. IGLESIAS, L. SOMOZA, C. JUAN, T. MEDIALDEA, R. LEÓN, F. ESTRADA, S. GARCÍA-GIL, M. FARRAN, F. BOHOYO, M. GARCÍA, A. MAESTRO, Y ERGAP PROJECT AND CRUISE TEAMS, *Imaging the recent sedimentary dynamics of the Galicia Bank region (Atlantic, NW Iberian Peninsula)*, *Marine Geophysical Researches*, 32 (2011), pp. 99–126, DOI: 10.1007/s11001-011-9129-x.
- [108] G. ERCILLA, D. CÓRDOBA, J. GALLART, E. GRÀCIA, J. A. MUÑOZ, L. SOMOZA, J. T. VÁZQUEZ, F. VILAS, Y LPRESTIGE GROUP, *Geological characterization of the Prestige sinking area*, *Marine pollution Bulletin*, 53 (2006), pp. 208–219.
- [109] G. ERCILLA, S. GARCÍA-GIL, F. ESTRADA, E. GRÀCIA, A. VIZCAINO, J. T. VÁZQUEZ, S. DÍAZ, F. VILAS, D. CASAS, B. ALONSO, J. J. DAÑOBEITIA, Y M. FARRAN, *High-resolution seismic stratigraphy of the Galicia Bank Region and neighbouring abyssal plains (NW Iberian continental margin)*, *Marine Geology*, 249 (2008), pp. 108–127.
- [110] M. A. ETHERIDGE, P. A. SYMONDS, Y G. S. LISTER, *Application of the detachment model to reconstruction of conjugate passive margins*, en *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, A. J. Tankard y H. R. Balkwill, eds., vol. 46, American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 1989, pp. 23–40.
- [111] D. A. FALVEY, *The development of continental margins in plate tectonic theory*, *Australian Petroleum Exploration Association Journal*, 14 (1974), pp. 95–106.
- [112] P. FARIAS, *La estructura herciniana del sector oriental del Sinclinal de Verín. Los cabalgamientos de Verín y Pradocabalos*, *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 11 (1987), pp. 295–303.
- [113] P. FARIAS, G. GALLASTEGUI, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, J. MARQUÍNEZ, L. M. MARTÍN-PARRA, J. R. MARTÍNEZ CATALÁN, J. G. PABLO MACIÁ, Y L. R. RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, *Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central*, en *Memorias Museo e Lab. Miner. Geol. Fac. Ciencias*, vol. 1, Universidad de Porto, 1987, pp. 411–431.

- [114] G. FERAUD, M. O. BESLIER, Y G. CORNEN,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of gabbros from the ocean/continent transition of the western Iberia Margin: preliminary results, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 489–498.
- [115] G. FERAUD, J. GASTAUD, J. M. AUZENDE, J. L. OLIVET, Y G. CORNEN,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  ages for alkaline volcanism and basement of the Gorringe Bank, North Atlantic Ocean, Earth and Planetary Science Letters, 57 (1982), pp. 211–226.
- [116] G. FERAUD, J. GIRARDEAU, M. O. BESLIER, Y G. BOILLOT, *Datation  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  de la mise en place des péridotites bordant la marge de Galice (Espagne)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série III, 307 (1988), pp. 49–55.
- [117] G. FERAUD, D. YORK, C. MÉVEL, G. CORNEN, Y J. M. AUZENDE, *Adicional  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of the basement and alkaline volcanism of the Gorringe Bank (Atlantic Ocean)*, Earth and Planetary Science Letters, 79 (1986), pp. 255–269.
- [118] G. FERNÁNDEZ-VIEJO, J. GALLART, J. A. PULGAR, J. GALLASTEGUI, J. J. DAÑOBEITIA, Y D. CÓRDOBA, *Crustal transition between continental and oceanic domains along the north iberian margin from wide angle seismic and gravity data*, Geophysical Research Letters, 25 (1998), pp. 4249–4252.
- [119] G. FERNÁNDEZ-VIEJO, J. A. PULGAR, J. GALLASTEGUI, Y L. QUINTANA, *The fossil accretionary wedge of the Bay of Biscay: Critical wedge analysis on depth-migrated seismic sections and geodynamical implications*, Journal of Geology, 120 (2012), pp. 315–331, DOI: 10.1086/664789.
- [120] D. M. FINLAYSON, C. D. N. COLLINS, I. LUKASZY, Y E. C. CHUDYK, *A transect across Australia's southern margin in the Otway basin region: crustal architecture and the nature of rifting from wide-angle seismic profiling*, Tectonophysics, 288 (1999), pp. 177–189.
- [121] D. FRANKE, *Rifting, lithosphere breakup and volcanism: Comparison of magma-poor and volcanic rifted margins*, Marine and Petroleum Geology, 43 (2012), pp. 63–87.
- [122] N. FROITZHEIM Y G. P. EBERLI, *Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland*, Geophysical Society of America Bulletin, 102 (1990), pp. 1297–1308.
- [123] B. FUEGENSCHUH, N. FROITZHEIM, Y G. BOILLOT, *Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin: implications for rifting*, Terra Nova, 10 (1998), pp. 96–100.
- [124] J. GALINDO-ZALDÍVAR, F. GONZÁLEZ-LODEIRO, Y A. JABALOY, *Stress and paleostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to present)*, Tectonophysics, 227 (1993), pp. 105–126.
- [125] J. GALLASTEGUI, *Estructura cortical de la cordillera y margen continental cantábricos: Perfiles ESCIN-N*, Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 22, 2000.
- [126] J. GIRARDEAU, G. CORNEN, Y P. AGRINIER, *Preliminary results of nautilite dives on the Gorringe Bank (West Portugal)*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 326 (1998), pp. 247–254.
- [127] J. GIRARDEAU, G. CORNEN, Y M. O. BESLIER, *Extensional tectonics in the Gorringe Bank rocks, eastern atlantic ocean: evidence of an oceanic ultra-slow mantellic accreting centre*, Terra Nova, 10 (1999), pp. 330–336.
- [128] J. GIRARDEAU, C. A. EVANS, Y M. O. BESLIER, *Structural analysis of plagioclase-bearing peridotite emplaced at the end of continental rifting: Hole 637A, Ocean Drilling Program Leg 103 on the Galicia margin*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 209–223.

- [129] M. GÓMEZ-BALLESTEROS, M. DRUET, A. MUÑOZ, B. ARRESE, J. RIVERA, F. SÁNCHEZ, J. CRISTOBO, S. PARRA, A. GARCÍA-ALEGRE, C. GONZÁLEZ-POLA, J. GALLASTEGUI, Y J. ACOSTA, *Geomorphology of the Avilés Canyon System, Cantabrian Sea (Bay of Biscay)*, Deep-Sea Research II, 106 (2014), pp. 99–117.
- [130] A. GONZÁLEZ, D. CÓRDOBA, Y D. VALES, *Seismic crustal structure of galicia continental margin, NW Iberian Peninsula*, Geophysical Research Letters, 26 (1999), pp. 1061–1064.
- [131] J. L. GRANJA, *Geodinámica del borde sur de las Antillas Mayores orientales*, PhD thesis, Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 2008.
- [132] S. GRIMAUD, G. BOILLOT, B. COLLETE, A. MAUFFRET, P. R. MILES, Y D. B. ROBERTS, *Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence: a new model*, Marine Geology, 45 (1982), pp. 63–77.
- [133] GROUPE GALICE, *The continental margin of Galicia and Portugal, acoustic stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution*, en Proceedings of the Deep Sea Drilling Project, Leg 47, W. B. F. Ryan y J. C. Sibuet, eds., US Government Printing Office, Washington, DC, 1979, pp. 633–662.
- [134] D. L. HARRY Y J. C. BOWLING, *Inhibiting magmatism on nonvolcanic rifted margins*, Geology, 27 (1999), pp. 895–898.
- [135] R. HÉBERT, K. GUEDDARI, M. R. LAFLÈCHE, M. O. BESLIER, Y V. GARDIEN, *Petrology and geochemistry of exhumed peridotites and gabbros at non-volcanic margins: ODP Leg 173, West Iberia ocean-continent transition zone*, en Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 161–190.
- [136] F. J. HERNÁNDEZ-MOLINA, N. SERRA, D. A. V. STOW, E. LLAVE, G. ERCILLA, Y D. VAN ROOIJ, *Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin*, Geo-Marine Letters, 31 (2011), pp. 315–341, DOI: 10.1007/s00367-011-0242-2.
- [137] M. HERRAIZ, G. DE VICENTE, R. LINDO-ÑAUPARI, J. GINER, J. L. SIMÓN, J. M. GONZÁLEZ-CASADO, O. VADILLO, M. A. RODRÍGUEZ-PASCUA, J. I. CICUÉNDEZ, A. CASAS, L. CABAÑAS, P. RINCÓN, A. L. CORTÉS, M. RAMÍREZ, Y M. LUCINI, *The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula*, Tectonics, 19 (2000), pp. 764–786.
- [138] H. J. HOFFMAN Y T. J. RESTON, *Nature of the S reflector beneath the Galicia Banks rifted margin: preliminary results from pre-stack depth migration*, Geology, 20 (1992), pp. 1091–1094.
- [139] J. R. HOPPER, J. C. MUTTER, R. L. LARSON, C. Z. MUTTER, Y NORTHWEST AUSTRALIA STUDY GROUP, *Magmatism and rift margin evolution: evidence from Northwest Australia*, Geology, 20 (1992), pp. 853–857.
- [140] INTERNATIONAL HYDROGRAPHIC ORGANIZATION, *IHO Standards for Hydrographic Surveys*, Special Publication, 44 (1998).
- [141] IOC, IHO, Y BODC, *Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas*, CD-ROM publicado en nombre de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental y la Organización Hidrográfica Internacional como parte de la Carta Batimétrica General de los Océanos, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U.K., 2003.
- [142] M. IORGA Y M. S. LOZIER, *Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology: salinity and density fields*, Journal of Geophysical Research, 194 (1999), pp. 25985–26029.

- [143] S. JAMMES, L. LAVIER, Y G. MANATSCHAL, *Extreme crustal rhining in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modelling*, Geochemistry, Geophysics and Geosystems, 11 (2010), pp. Q10016, DOI: 10.1029/2010GC003218.
- [144] G. JANÉ, E. LLAVE, A. MAESTRO, J. LÓPEZ-MARTÍNEZ, G. ERCILLA, A. BARNOLAS, J. R. DE ANDRÉS, D. GONZÁLEZ-ALLER, Y M. CATALÁN-MOROLLÓN, *Rasgos morfo-sedimentarios de los sistemas de canales medio-oceánicos de la llanura abisal de Vizcaya*, Geogaceta, 50-2 (2011), pp. 141–144.
- [145] G. JANÉ, A. MAESTRO, G. ERCILLA, J. LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. R. DE ANDRÉS, D. CASAS, D. GONZÁLEZ-ALLER, Y M. CATALÁN-MOROLLÓN, *Occurrence of pockmarks on the Ortegal Spur continental margin, Northwestern Iberian Peninsula*, Marine and Petroleum Geology, 27 (2010), pp. 1551–1564.
- [146] L. F. JANSÁ, M. C. COMAS, M. SARTI, Y J. A. HAGGERTY, *Late Jurassic carbonate platform of the Galicia Bank*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 171–192.
- [147] J. M. JOUANNEAU, O. WEBER, T. DRAGO, A. RODRIGUES, A. OLIVEIRE, J. M. A. DIAS, C. GRACIA, S. SCHMIDT, Y J. L. REYSS, *Recent sedimentation and sedymetary budgets on the western Iberian Shelf*, Progress on Oceanography, 52 (2002), pp. 261–275.
- [148] M. JULIVERT Y A. MARCOS, *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000, Memoria explicativa*, tech. report, Instituto Geológico y Minero de España, 1972.
- [149] M. F. KANE, *A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer*, Geophysics, 27 (1962), pp. 455–462.
- [150] G. KARNER Y A. WATTS, *Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges*, Journal of Geophysical Research, 88 (1983), pp. 10449–10477.
- [151] L. H. KING, G. B. J. FADER, V. A. M. JENKINS, Y E. L. KING, *Occurrence and regional geological setting of Paleozoic rocks on the Grand Banks of Newfoundland*, Canadian journal of Earth Sciences, 23 (1986), pp. 504–526.
- [152] F. KLINGELHOEFER, L. GELI, L. MATIAS, N. STEINSLAND, Y J. MOHR, *Crustal structre of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72°N*, Geophysical Journal International, 141 (2000), pp. 509–526.
- [153] K. D. KLITGORD Y H. SCHOUTEN, *Plate kinematics of the central Atlantic*, en The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region, P. R. Vogt y B. E. Tucholke, eds., Geological Society of America, Boulder, CO, 1986, pp. 351–378.
- [154] J. KORNPORST Y A. TABIT, *Plagioclase bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (Leg 103, Site 637): comparison of their origin and evolution with low pressure ultramafic bodies in Western Europe*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 253–268.
- [155] J. KORNPORST, P. VIDAL, Y J. MALOD, *Les basaltes de la marge de Galice (NO de la Péninsule Ibérique): hétérogénéité des spectres de terres rares à la transition continent-ocean. Données géochimiques préliminaires*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, 306 (1988), pp. 1359–1364.
- [156] C. M. KRAWCZYK Y T. J. RESTON, *Detachment faulting and continental break-up: the S reflector offshore Galicia*, en Rifted Ocean-Continent Boundaries, E. Banda, M. Torné, y M. Talwani, eds., Kluwer, Dordrecht, 1995, pp. 231–246.



- [157] C. M. KRAWCZYK, T. J. RESTON, M. O. BESLIER, Y G. BOILLOT, *Evidence for detachment tectonics on the Iberia Abyssal Plain rifted margin*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 603–615.
- [158] Y. KRISTOFFERSEN, *Sea floor spreading and the early opening of the north atlantic*, Earth and Planetary Science Letters, 38 (1978), pp. 273–290.
- [159] N. J. KUSZNIR Y R. G. PARK, *The extensional strength of continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness*, en Continental extensional tectonics, M. P. Coward, J. F. Dewey, y P. L. Hancock, eds., vol. 28, Geological Society, London, Special Publication, 1987, pp. 35–52.
- [160] Y. LAGABRIELLE, D. BIDEAU, M. CANNAT, J. A. KARSON, Y C. MEVEL, *Ultramafic-mafic plutonic rocks suites exposed along the mid-Atlantic ridge (10°N-30°N). Symmetrical-asymmetrical distribution and implications for seafloor spreading processes. Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, vol. 106, Geophysical Monograph, American geophysical Union, 1998.
- [161] S. LALLEMAND, J. P. MAZÉ, S. MONTI, Y J. C. SIBUET, *Présentation d'une carte bathymétrique de l'atlantique nord-est*, Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris, 300 (1985), pp. 145–149.
- [162] K. W. H. LAU, K. E. LOUDEN, S. DEEMER, J. HALL, J. R. HOPPER, W. S. TUCHOLKE, Y H. C. LARSEN, *Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin Continental Margin - II. Results from a seismic reflection profile*, Geophysical Journal International, 167 (2006), pp. 157–170.
- [163] K. W. H. LAU, K. E. LOUDEN, T. FUNCK, B. E. TUCHOLKE, W. S. HOLBROOK, J. R. HOPPER, Y H. C. LARSEN, *Crustal structure across the Grand Banks-Newfoundland Basin Continental Margin - I. Results from a seismic refraction profile*, Geophysical Journal International, 167 (2006), pp. 127–156.
- [164] A. S. LAUGHTON, *An interplain deep-sea channel system*, Deep Sea Research, 7 (1960), pp. 75–86.
- [165] A. S. LAUGHTON, D. G. ROBERTS, Y R. GRAVES, *Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to southwest Europe*, Deep Sea Research, 22 (1975), pp. 791–810.
- [166] X. LE PICHON Y F. BARBIER, *Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin*, Tectonics, 2 (1987), pp. 133–150.
- [167] X. LE PICHON Y J. C. SIBUET, *Comments on the evolution of the North-East Atlantic*, Nature, 233 (1971), pp. 257–258.
- [168] ———, *Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny*, Earth and Planetary Science Letters, 12 (1971), pp. 83–88.
- [169] ———, *Passive margins: a model of formation*, Journal of Geophysical Research, 86 (1981), pp. 3708–3720.
- [170] X. LE PICHON, J. C. SIBUET, Y J. FRANCHETEAU, *The fit of the continents around the North Atlantic Ocean*, Tectonophysics, 38 (1977), pp. 169–209.
- [171] J. P. LEFORT Y R. T. HAWORTH, *The age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe*, Tectonophysics, 59 (1979), pp. 139–150.
- [172] S. LEVITUS, *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA Professional Paper, vol. 13, Government Printing Office, Washington D.C., 1982.
- [173] G. S. LISTER, M. A. ETHERIDGE, Y P. A. SYMONDS, *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*, Geology, 14 (1986), pp. 246–250.

- [174] ———, *Detachment models for the formation of passive continental margins*, *Tectonics*, 10 (1991), pp. 1038–1064.
- [175] P. LLANES, *Análisis y modelización gravimétrica e isostática de las Islas Canarias y del Océano Atlántico en su entorno: implicaciones geodinámicas*, PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid, 2006.
- [176] E. LLAVE, G. JANÉ, F. J. HERNÁNDEZ-MOLINA, A. MAESTRO, G. ERCILLA, I. ALEJO, M. A. NOMBELA, G. FRANCÉS, M. PÉREZ-ARLUCEA, A. MENA, J. LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. R. DE-ANDRÉS, D. GONZÁLEZ-ALLER, y M. CATALÁN-MOROLLÓN, *Sandy contourites along the continental slope of the northwestern Iberian Peninsula*, en 30th IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Volume, M. P. Coward, J. F. Dewey, y P. L. Hancock, eds., International Association of Sedimentologists, 2013, pp. T3S4–P20.
- [177] I. LONGMAN, *Formulas for Computing the Tidal Accelerations due to the Moon and the Sun*, *Journal of Geophysical Research*, 64 (1959), pp. 2351–2355.
- [178] F. LOTZE, *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*, *Geotekt. Forsch.*, 6 (1945), pp. 78–92.
- [179] K. E. LOUDEN y D. CHIAN, *The deep structure of non-volcanic rifted continental margins*, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 357 (1999), pp. 767–805.
- [180] W. F. LUDWIG, J. E. NAFE, y C. L. DRAKE, *Seismic refraction*, en *The Sea*, 4, Part 1, *New Concepts of Sea Floor Evolution*, A. E. Maxwell, ed., Wiley-Intersciences, N.Y., 1970, pp. 53–84.
- [181] E. R. LUNDIN y A. G. DORÉ, *Hyperextension, serpentinization and weakening: A new paradigm for rifted margin compressional deformation*, *journal = Geology*, *year = 2011*, *volume = 39*, *pages = 347-350*, DOI: 10.1130/G31499.1,.
- [182] J. A. MALOD, *Iberian Kinematics during the Cretaceous - Paleogeographic consequences*, en *Cretaceous of the Western Tethys*. *Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium*, J. Wiedmann, ed., 1989, pp. 3–16.
- [183] J. A. MALOD y A. MAUFFRET, *Iberian plate motions during the Mesozoic*, *Tectonophysics*, 184 (1990), pp. 261–278.
- [184] J. A. MALOD, J. MURILLAS, J. KORNPORST, y G. BOILLOT, *Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (north-west slope of the Galicia Bank, Spain)*, *Tectonophysics*, 221 (1993), pp. 195–206.
- [185] B. MAMET, M. C. COMAS, y G. BOILLOT, *Late Paleozoic basin on the West Galicia Atlantic margin*, *Geology*, 19 (1991), pp. 738–741.
- [186] G. MANATSCHAL, *New models for evolution of magma poor rifted margins based on a review of data and concepts from the West Iberia and the Alps*, *International Journal of Earth Sciences*, DOI: 10.1007/00531-004-0394-7 (2004).
- [187] G. MANATSCHAL y D. BERNOULLI, *Architecture and tectonic evolution of non-volcanic margins: present day Galicia and ancient Adria*, *Tectonics*, 18 (1999), pp. 1099–1119.
- [188] G. MANATSCHAL, N. FROITZHEIM, M. RUBENACH, y B. D. TURRIN, *The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 405–428.
- [189] J. MARTÍN DÁVILA, M. CATALÁN, M. LARRÁN, SECCIÓN DE HIDROGRAFÍA DEL INSTITUTO HIDROGRÁFICO DE LA MARINA, L. SOMOZA, R. LEÓN, F. GONZÁLEZ, A. CARBÓ GOROSABEL, A. MUÑOZ-MARTÍN, J. L. GRANJA, P. LLANES, M. GÓMEZ-BALLESTEROS,

- M. DRUET, Y J. ACOSTA, *Mapas generales de Batimetría, de anomalías geomagnéticas, gravimétricas de Aire Libre y Bouguer, geomorfológico y mosaico de imágenes de reflectividad*, en Zona Económica Exclusiva Española (ZEEE). Margen continental gallego, S. G. Técnica, ed., Ministerio de Defensa, España, 2012.
- [190] A. E. MARTÍN-SERRANO, *Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1.000.000*, Instituto Geológico y Minero de España, 2005.
- [191] J. R. MARTÍNEZ-CATALÁN, *West Asturia-leonese Zone: Introduction*, en Pre-Mesozoic Geology of Iberia, R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García, eds., Springer-Verlag, 1990, p. 91.
- [192] J. J. MARTÍNEZ-DÍAZ, R. CAPOTE, M. TSIGE, F. MARTÍN-GONZÁLEZ, P. VILLAMOR, Y J. M. INSUA, *Interpretación sismotectónica de las series sísmicas de Lugo (1995 y 1997): un caso de triggering en una zona continental estable*, Revista de la Sociedad Geológica de España, 15 (2002), pp. 201–215.
- [193] D. C. MASSON Y P. R. MILES, *Development and hydrobarcon potential of Mesozoic sedimentary basins around margins of North Atlantic*, American Association of Petroleum Geological Bulletin, 70 (1986), pp. 721–729.
- [194] D. G. MASSON, J. A. CARTWRIGHT, R. B. PINHEIRO, R. B. WHITMARSH, M. O. BELLIER, Y H. ROESER, *Compressional deformation at the continent-ocean transition in the NE Atlantic*, Journal of the Geological Society of London, 15 (1994), pp. 607–613.
- [195] D. G. MASSON Y P. R. MILES, *Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America*, Marine Geology, 56 (1984), pp. 279–287.
- [196] D. G. MASSON, L. MONTADERT, Y R. A. SCRUTTON, *Regional geology of the Goban Spur continental margin*, en Initial Reports, Deep Sea Drilling Project, P. C. De Graciansky y C. W. Poag, eds., vol. 80, US Government Printing Office, Washington, DC, 1985, pp. 1115–1135.
- [197] D. G. MASSON Y L. M. PARSON, *Eocene deformation of the continental margin SW of the British Isles*, Journal of the Geological Society of London, 140 (1983), pp. 913–920.
- [198] P. MATTE, *Tectonics and Plate Tectonics Model for the Variscan Belt of Europe*, Tectonophysics, 126 (1986), pp. 329–374.
- [199] ———, *The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*, Terra Nova, 13 (2001), pp. 122–128.
- [200] A. MAUFFRET Y L. MONTADERT, *Rift tectonics on the passive continental margin off Galicia (Spain)*, Marine and Petroleum Geology, 4 (1987), pp. 49–70.
- [201] ———, *Seismic stratigraphy off Galicia*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B), G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 13–30.
- [202] S. MAUS, U. BARCKHAUSEN, H. BERKENBOSCH, N. BOURNAS, J. BROZENA, V. CHILDERS, F. DOSTALER, J. D. FAIRHEAD, C. FINN, R. R. B. VON FRESE, C. GAINA, S. GOLYNSKY, R. KUCKS, H. LÜHR, P. MILLIGAN, S. MOGREN, R. D. MÜLLER, O. OLESEN, M. PILKINGTON, R. SALTUS, B. SCHRECKENBERGER, E. THÉBAULT, Y F. CARATORI TONTINI, *EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements*, Geochemistry, Geophysics and Geosystems, 10 (2009), pp. Q08005, DOI: 10.1029/2009GC002471.
- [203] D. P. MCKENZIE, *Some remarks on the development of sedimentary basins*, Earth and Planetary Science Letters, 40 (1978), pp. 25–32.

- [204] T. MEDIALDEA, L. SOMOZA, F. BOHOYO, J. T. VÁZQUEZ, R. VEGAS, M. PATRIAT, I. THINON, G. ERCILLA, y R. LEÓN, *Cenozoic compression in the Union Basin and Armorican Seamount (Biscay Abyssal Plain)*, en Nuevas contribuciones al Margen Iberico Atlántico, G. Flor Rodríguez, J. Gallastegui, G. Flor Blanco, y J. Martín Llana, eds., vol. MIA-09, 6th Symposium of the Atlantic Iberian margin, Universidad de Oviedo, Dpto. de Geología, 2009, pp. 77–80.
- [205] J. MEZCUA, A. GIL, y R. BENARROCH, *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*, tech. report, Instituto Geográfico Nacional, 1996.
- [206] T. A. MINSHULL, S. M. DEAN, R. S. WHITE, y R. B. WHITMARSH, *Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain*, en Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 537–550.
- [207] R. D. MÜLLER, M. SDROLIAS, C. GAINA, y W. R. ROEST, *Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust*, *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 9 (2008), pp. Q04006, DOI: 10.1029/2007GC001743.
- [208] L. MONTADERT, O. DE CHARPAL, D. G. ROBERTS, GENNOC, y J. C. SIBUET, *Northeast Atlantic passive margins: rifting and subsidence processes*, American Geophysical Union, Maurice Ewing Ser., 3 (1979), pp. 154–186.
- [209] L. MONTADERT, E. WINNONCK, J. R. DELTEIL, y G. GRAU, *Continental margins of Galicia-Portugal and Bay of Biscay*, en *The Geology of Continental Margins*, C. A. Burk y C. L. Drake, eds., Springer-Verlag, New York, 1974, pp. 323–342.
- [210] C. MONTENAT, F. GUERY, y P. BERTHOU, *Mesozoic evolution of the Lusitanian basin: comparison with the adjacent margin*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B)*, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 757–776.
- [211] V. S. MOREIRA, *Historical Seismicity and seismotectonics of the area situated between the Iberian Peninsula, Morocco, Selvagens and Azores Islands*, en *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region. Serie Monografía*, J. Mezcuca y A. Udías, eds., vol. 8, Instituto Geográfico Nacional, 1991, pp. 213–225.
- [212] D. MOUGENOT, R. CAPDEVILA, C. PALAIN, P. A. DUPEUBLE, y A. MAUFFRET, *Nouvelles données sur les sédiments antérift et le socle de la marge continentale de Galice*, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 301 (1985), pp. 323–328.
- [213] D. MOUGENOT, R. B. KIDD, A. MAUFFRET, H. REGNAULD, R. G. ROTHWELL, y J. R. VANNEY, *Geological interpretation of combined seabeam, GLORIA and seismic data from Porto and Vigo seamounts, Iberian continental margin*, *Marine Geophysical Researches*, 6 (1984), pp. 329–363.
- [214] M. MOULADE, M. P. BRUNET, y G. BOILLOT, *Subsidence and deepening of the Galicia margin: the paleoenvironment control*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports (Part B)*, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 733–740.
- [215] O. MUENTENER, T. PETTKE, L. DESMURS, M. MEIER, y U. SCHALTEGGER, *Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships*, *Earth and Planetary Science Letters*, 221 (2004), pp. 293–308.
- [216] M. R. MULLER, T. A. MINSHULL, y R. S. WHITE, *Segmentation and melt supply at the Southwest Indian Ridge*, *Geology*, 27 (1999), pp. 867–870.

- [217] M. R. MULLER, C. J. ROBINSON, T. A. MINSHULL, R. S. WHITE, Y M. J. BICKLE, *Thin crust beneath ocean drilling program borehole 735B at the Southwest Indian Ridge?*, Earth and Planetary Science Letters, 148 (1997), pp. 93–107.
- [218] A. MUÑOZ, J. ACOSTA, Y E. UCHUPI, *Cenozoic tectonics on the Galicia margin, northwest Spain*, Geo-Marine Letters, 23 (2003), pp. 72–80.
- [219] A. MUÑOZ-MARTÍN, G. DE VICENTE, J. FERNÁNDEZ-LOZANO, S. CLOETINGH, E. WILLINGSHOFFER, D. SOKOUTIS, Y F. BEEKMAN, *Spectral analysis of the gravity and elevation along the western Africa-Eurasia plate tectonic limit: Continental versus oceanic lithospheric signals*, Tectonophysics, DOI: 10.1016/j.tecto.2010.09.036 (2010).
- [220] A. MUÑOZ-MARTÍN, G. DE VICENTE, A. J. OLAIZ, L. ANTÓN, R. VEGAS, Y J. L. GRANJA-BRUÑA, *Mapa de esfuerzos activos en línea de la Península Ibérica a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico*, Geo-Temas, 13 (2012), pp. 11–15.
- [221] J. MURILLAS, D. MOUGENOT, G. BOILLOT, M. C. COMAS, E. BANDA, Y A. MAUFFRET, *Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin)*, Tectonophysics, 184 (1990), pp. 297–319.
- [222] J. C. MUTTER, *Margins declassified*, Nature, 364 (1993), pp. 393–394.
- [223] D. NAGGY, *The Prism Method for Terrain Corrections Using Digital Computers*, Pure Applied Geophysics, 63 (1966), pp. 31–39.
- [224] ODP LEG 173 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, *Drilling reveals transition from continental breakup to early magmatic crust*, EOS, Transactions, AGU, 79 (1998), pp. 180–181.
- [225] A. J. OLAIZ, A. MUÑOZ-MARTÍN, G. DE VICENTE, R. VEGAS, Y S. CLOETHING, *European continuous active tectonic strain-stress map*, Tectonophysics, (2008), p. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.06.023.
- [226] J. L. OLIVET, *La cinématique de la plaque ibérique*, Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, 20 (1996), pp. 131–195.
- [227] I. PARGA PONDAL, J. R. PARGA PEINADOR, R. VEGAS, Y A. MARCOS, *Mapa Xeológico do Macizo Hespérico escala 1:500.000*, tech. report, Pobl. Área Xeol. Min. Seminario de Estudios Galegos, 1982.
- [228] D. PEDREIRA, *Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica*, PhD thesis, Universidad de Oviedo, 2004.
- [229] D. PEDREIRA, J. A. PULGAR, J. GALLART, Y M. TORNÉ, *Three-dimensional gravity and magnetic modeling of crustal indentation and wedging in the western pyrenees-cantabrian mountains*, Journal of Geophysical Research, 112 (2007), pp. B12405, DOI: 10.1029/2007JB005021.
- [230] A. PEREZ-ESTAÚN Y F. BEA, *Macizo Ibérico*, en Geología de España, J. A. Vera, ed., Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 2004, pp. 19–230.
- [231] M. PEREZ-GUSSINYÉ, J. PHIPPS MORGAN, T. J. RESTON, Y C. R. RANERO, *The rift to drift at non-volcanic margins: Insights from numerical modelling*, Earth and Planetary Science Letters, 244 (2006), pp. 458–473.
- [232] M. PEREZ-GUSSINYÉ, C. R. RANERO, Y T. J. RESTON, *Mechanisms of extension at nonvolcanic margins: Evidence from the Galicia interior basin, west of Iberia*, Journal of Geophysical Research, 108 (2003), p. DOI: 10.1029/2001JB000901.
- [233] M. PEREZ-GUSSINYÉ Y T. J. RESTON, *Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentization and development of detachments leading to continental breakup*, Journal of Geophysical Research, 106 (2001), pp. 3961–3975.



- [234] M. PEREZ-GUSSINYÉ, T. J. RESTON, Y J. PHIPPS MORGAN, *Serpentinization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 551–576.
- [235] G. PERON-PINVIDIC, G. MANATSCHAL, S. M. DEAN, Y T. A. MINSHULL, *Compressional structures on the West Iberia rifted margin: Controls on their distribution*, en *The Nature and Origin of Compression in Passive Margins*, H. J. et al., ed., vol. 306, Geological Society, London, Special Publication, 2008, pp. 169–183.
- [236] G. PERON-PINVIDIC, G. MANATSCHAL, T. A. MINSHULL, Y D. S. SAWYER, *Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history*, *Tectonics*, 26 (2007), pp. TC2011, DOI: 10.1029/2006TC001970.
- [237] G. PERON-PINVIDIC, G. MANATSCHAL, Y P. T. OSMUNDSEN, *Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts*, *Marine and Petroleum Geology*, 43 (2013), pp. 21–47, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002.
- [238] S. L. B. PICKUP, R. B. WHITMARSH, C. M. R. FOWLER, Y T. J. RESTON, *Insight into the nature of the ocean-continent transition off the West Iberia from a deep multichannel seismic reflexion profile*, *Geology*, 24 (1996), pp. 1079–1082.
- [239] R. D. PINGREE Y B. LE CANN, *Structure, strength and seasonality of the slope currents in the Bay of Biscay region*, *Journal of the Marine Biology Association*, 70 (1990), pp. 857–885.
- [240] L. M. PINHEIRO, R. B. WHITMARSH, Y P. R. MILES, *The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, II. crustal structure in the Tagus Abyssal Plain*, *Geophysical Journal International*, 109 (1992), pp. 106–124.
- [241] L. M. PINHEIRO, R. C. L. WILSON, R. PENA DOS REIS, R. B. WHITMARSH, Y A. RIBEIRO, *The western iberia margin: a geophysical and geological overview*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 3–23.
- [242] Y. QUESNEL, M. CATALÁN, Y T. ISHIHARA, *A new global marine magnetic anomaly data set*, *Journal of Geophysical Research*, 114 (2009), p. DOI: 10.1029/2008JB006144.
- [243] M. RAMÍREZ, M. LUCINI, J. PLAZA, A. CARREÑO, J. M. MARTÍNEZ, Y G. DE VICENTE, eds., *Determinación de fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos*, no. 15.2006 en Colección Documentos I+D, Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), 2006.
- [244] M. S. RAMÍREZ, M. LUCINI, Y M. E. HERRÁIZ, *Proyecto SYGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos reciente y actual en la Península Ibérica*, no. 10.1998, 239 pp en Colección Otros Documentos, Consejo de Seguridad Nuclear, 1998.
- [245] M. S. RAMÍREZ, M. LUCINI, J. PLAZA, E. CARREÑO, MARTÍNEZ J. M., Y G. E. DE VICENTE, *Proyecto Prior: Determinación de fallas de Primer Orden mediante el análisis integrado de datos geológicos*, no. 15.2006, 312 pp en Colección Otros Documentos, Consejo de Seguridad Nuclear, 2006.
- [246] C. R. RANERO Y M. PÉREZ-GUSSINYÉ, *Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins*, *Nature*, 468 (2010), pp. 294–300, DOI: 10.1038/nature09520.
- [247] R. RAPP, *Combination of satellite, altimetric and terrestrial gravity data*, *Lecture notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, 1993.
- [248] M. RECQ, R. B. WHITMARSH, J. C. SIBUET, R. S. WHITE, Y D. LYNESS, *Structure sismique de la ride de péridotite à l'ouest du Banc de Galice (Ouest-Ibérie)*, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série IIa*, 322 (1996), pp. 571–578.

- [249] M. REGUZZIONI Y D. SAMPIETRO, *GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data*, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 35 (2015), pp. 31–43.
- [250] A. B. REID, J. M. ALLSOP, H. GRANSER, A. J. MILLETT, Y I. W. SOMERTON, *Magnetic interpretation in three dimensions using euler deconvolution*, Geophysics, 55 (1990), pp. 80–91.
- [251] I. REID, *Crustal structure of a nonvolcanic rifted margin east of Newfoundland*, Journal of Geophysical Research, 99 (1994), pp. 15161–15180.
- [252] T. J. RESTON, *The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault*, Geophysical Journal International, 127 (1996), pp. 230–244.
- [253] ———, *The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis*, Tectonophysics, 468 (2009), pp. 6–29.
- [254] T. J. RESTON, D. CRESSWELL, D. SAWYER, C. RANERO, D. SHILLINGTON, J. MORGAN, Y G. LYMER, *Complex patterns of faulting revealed by 3D seismic data at the West Galicia rifted margin*, Geophysical Research Abstracts, 17 (2015), pp. EGU2015–6197.
- [255] T. J. RESTON, C. M. KRAWCZYK, Y H. J. HOFFMANN, *Detachment tectonics during Atlantic rifting: analysis and interpretation of the S reflection, the west Galicia margin*, en The Tectonics, Sedimentation and Paleooceanography of the North Atlantic Region, R. A. Scrutton, M. S. Stoker, G. B. Shimmield, y A. W. Tudhope, eds., vol. 90, Geological Society Special Publication, 1995, pp. 93–109.
- [256] T. J. RESTON, C. M. KRAWCZYK, Y D. KLAESCHEN, *The S reflector west of Galicia (Spain): evidence from pre-stack depth migration for detachment faulting during continental break-up*, Journal of Geophysical Research, 101 (1996), pp. 8075–8091.
- [257] J. REY-SALGADO, *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*, vol. 17, 233pp, Publicaciones Especiales del Instituto Español de Oceanografía, 1993.
- [258] T. D. M. P. RIBEIRO, *Multichannel Seismic Investigation of the Gran Burato area, off W Galicia*, master's thesis, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, 2011.
- [259] M. ROBARDET, *L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne)*, Comptes Rendus de la Academie de Sciences, Paris, 283 (1976), pp. 999–1002.
- [260] E. ROCA, J. A. MUÑOZ, O. FERRER, Y N. ELLOUZ, *The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey*, Tectonics, 30 (2011), p. DOI: 10.1029/2010TC002735.
- [261] W. R. ROEST Y S. P. SRIVASTAVA, *Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present*, Geology, 19 (1991), pp. 613–616.
- [262] G. ROSENBAUM, G. S. LISTER, Y C. DUBOZ, *Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny*, Tectonophysics, 359 (2002), pp. 117–129.
- [263] J. RUEDA Y J. MEZCUA, *Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en galicia*, Publicación Técnica nº 35, Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, 2001.
- [264] S. M. RUSSELL Y R. B. WHITMARSH, *Magmatism at the West Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analysis of magnetic anomalies*, Geophysical Journal International, 154 (2003), pp. 706–730.

- [265] D. T. SANDWELL, *A Detailed View of the South Pacific Geoid from Satellite Altimetry*, Journal of Geophysical Research, 89 (1984), pp. 1089–1104.
- [266] D. T. SANDWELL Y W. H. F. SMITH, *Exploring the ocean basins with satellite altimeter data*, tech. report, [www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/predicted/explore.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/predicted/explore.html), 1997.
- [267] ———, *Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry*, Journal of Geophysical Research, 102 (1997), pp. 10039–10054.
- [268] P. M. SAUNDERS, *The accuracy of measurements of salinity, oxygen and temperature in the deep ocean*, Journal of Physical Oceanography, 16 (1986), pp. 189–195.
- [269] D. S. SAWYER, R. B. WHITMARSH, A. KLAUS, Y SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1994.
- [270] J. SAYERS, P. . SYMONDS, N. G. DIREEN, Y G. BERNARDEL, *Nature of the continent-ocean transition on the non-volcanic rifted margin of the central Great Australian Bight*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 51–76.
- [271] H. SCHOUTEN, S. P. SRIVASTAVA, Y K. KLITGORD, *Iberian plate kinematics: jumping plate boundaries, an alternative to ball-bearing tectonics*, Eos, Transactions, American Geophysical Union, 65 (1984), p. 190.
- [272] U. SCHÄRER, J. GIRARDEAU, G. CORNEN, Y G. BOILLOT, *138-121 Ma asthenospheric magmatism prior to continental break-up in the North Atlantic and geodynamic implications*, Earth and Planetary Science Letters, 181 (2001), pp. 555–572.
- [273] U. SCHÄRER, J. KORNPORST, M. O. BESLIER, G. BOILLOT, Y J. GIRARDEAU, *Gabbro and related rock emplacement beneath rifting continental crust: U-Pb geochronological and geochemical constraints for the Galicia passive margin (Spain)*, Earth and Planetary Science Letters, 130 (1995), pp. 187–200.
- [274] R. C. SEARLE Y R. B. WHITMARSH, *The structure of King's Trough, northeast Atlantic, from bathymetric, seismic and gravity studies*, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 53 (1978), pp. 259–287.
- [275] J. C. SIBUET, *Formation of non-volcanic passive margins: a composite model applies to the conjugate Galicia and southeastern Flemish Cap margins*, Geophysical Research Letters, 19 (1992), pp. 769–772.
- [276] J. C. SIBUET, V. LOUVEL, R. B. WHITMARSH, R. S. WHITE, S. J. HORSEFIELD, B. SICHLER, P. LÉON, Y M. RECQ, *Constraints on rifting processes from refraction and deep-tow magnetic data: the example of the Galicia Continental margin*, en *Rifted Ocean-Continent Boundaries*, E. Banda, M. Torné, y M. Talwani, eds., Kluwer, Dordrecht, 1995, pp. 197–217.
- [277] J. C. SIBUET, J. P. MAZÉ, P. AMORTILLA, Y X. LE PICHON, *Physiography and structure of the western Iberian continental margin off Galicia, from sea beam and seismic data*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports (Part A)*, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1987, pp. 77–97.
- [278] J. C. SIBUET, S. MONTI, B. LUBRIEU, J. P. MAZÉ, Y S. P. SRIVASTAVA, *Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du Golfe de Gascogne*, Bulletin de la Société Géologique de France, 175 (2004), pp. 429–442, DOI: 10.2113/175.5.429.
- [279] J. C. SIBUET Y W. B. F. RYAN, *Site 398: Evolution of the West Iberia passive margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean*, en *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, J. C. Sibuet y W. B. F. Ryan, eds., vol. 47B, US Govt. Printing Office, Washington DC, 1979, pp. 761–773.

- [280] J. C. SIBUET Y S. P. SRIVASTAVA, *Rifting consequences of three plate separation*, Geophysical Research Letters, 21 (1994), pp. 521–524.
- [281] J. C. SIBUET, S. P. SRIVASTAVA, Y G. MANATSCHAL, *Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associates magnetic anomalies*, Journal of Geophysical Research, 112 (2007), pp. B06105, DOI: 10.1029/2005JB003856.
- [282] J. R. SMALLWOOD Y R. S. WHITE, *Ridge-plume interaction in the North Atlantic and its influence on continental breakup and seafloor spreading*, en The North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes, D. W. Jolley y B. R. Bell, eds., vol. 197, Geological Society of London Special Publications, 2002, pp. 15–37.
- [283] W. H. F. SMITH Y D. T. SANDWELL, *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings*, Science, 227 (1997), pp. 1956–1962.
- [284] A. SÁNCHEZ DE LA MUELA, *Estudio gravimétrico de la cuenca de Peniche (Portugal) integrando datos geofísicos*, vol. 48 pp, Tesis de fin de Máster, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 2014.
- [285] S. P. SRIVASTAVA, W. R. ROEST, L. C. KOVACS, S. LEVESQUE, J. VERHOEF, Y R. MACNAB, *Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin*, Tectonophysics, 184 (1990), pp. 229–260.
- [286] S. P. SRIVASTAVA, J.-C. SIBUET, S. CANDE, W. R. ROEST, Y I. D. REID, *Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins*, Earth and Planetary Science Letters, 182 (2000), pp. 61–76.
- [287] S. P. SRIVASTAVA Y C. R. TAPSCOTT, *Plate kinematics of the North Atlantic*, en The Geology of North America (Vol. M): The Western North Atlantic Region, P. R. Vogt y B. E. Tucholke, eds., Geological Society of America, Boulder, CO, 1986, pp. 379–404.
- [288] S. P. SRIVASTAVA Y J. VERHOEF, *Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution*, en Basins of the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution, J. Parnell, ed., vol. 62, Geological Society, London, Special Publications, 1992, pp. 397–420.
- [289] S. P. SRIVASTAVA, J. VERHOEF, Y R. MACNAB, *Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin. Part I and II*, Marine and Petroleum Geology, 5 (1988), pp. 306–337.
- [290] D. STICH, C. J. AMMON, Y J. MORALES, *Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region*, Journal of Geophysical Research, 108 (2003), pp. 2148, DOI: 10.1029/2002JB002057.
- [291] E. SUTRA, G. MANATSCHAL, G. MOHN, Y P. UNTERNEHR, *Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins*, Geochemistry, Geophysics and Geosystems, 14 (2013), p. DOI: 10.1002/ggge.20135.
- [292] M. TALWANI, *Gravity*, en The Sea, A. Maxwell, ed., vol. 4 part 1, John Wiley, New York, 1971, pp. 251–297.
- [293] M. TALWANI Y J. R. HEIRTZLER, *Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape, Part 1*, en Computers in the mineral industries, vol. 9, Stanford Univ. Public. Geol. Sciences, 1964, pp. 464–480.
- [294] M. TALWANI, J. L. WORZEL, Y M. LANDISMAN, *Rapid Gravity Computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocine Submarine Fracture Zone*, Journal of Geophysical Research, 64 (1959), pp. 49–61.
- [295] B. D. TAPLEY, C. S. SCHUM, J. C. RIES, R. SUTER, Y B. E. SCHULTZ, *Monitoring of changes in Global Mean Sea Level using Geosat altimeter*, en Sea level changes: Determination and effects, vol. 11, IUGG, 1992, pp. 167–180.

- [296] S. TAVANI Y J. A. MUÑOZ, *Mesozoic rifting in the Basque-Cantabrian Basin (Spain): Inherited faults, transversal structures and stress perturbation*, Terra Nova, 24 (2012), pp. 70–76, DOI: 10.1111/j.1365-3121.2011.01040.x.
- [297] D. L. TETT Y D. S. SAWYER, *Dynamic models of multiphase continental rifting and their implications for the Newfoundland and Iberia conjugate margins*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 653–647.
- [298] I. THINON, L. FIDALGO-GONZÁLEZ, J. P. RÉHAULT, Y J. OLIVET, *Pyrenean deformations in the Bay of Biscay*, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes, 332 (2001), pp. 99–116.
- [299] I. THINON, L. MATIAS, J. P. RÉHAULT, J. HIRN, L. FIDALGO-GONZÁLEZ, Y F. AVE-DICK, *Deep structure of the Armorican Basin (Bay of Biscay): a review of Nargasis seismic reflection and refraction data*, Journal of the Geological Society of London, 160 (2003), pp. 561–568.
- [300] M. THOMMERET, G. BOILLOT, Y J. C. SIBUET, *Structural map of the Galicia margin*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, G. Boillot y E. L. Winterer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 31–36.
- [301] D. T. THOMPSON, *A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data*, Geophysics, 47 (1982), pp. 31–37.
- [302] B. E. TUCHOLKE Y W. J. LUDWIG, *Structure and origin of the J anomaly ridge, western North Atlantic Ocean*, Journal of Geophysical Research, 87 (1982), pp. 9389–9407.
- [303] B. E. TUCHOLKE, D. S. SAWYER, Y J. C. SIBUET, *Breakup of the Newfoundland-Iberia rift*, en Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup, G. D. Karner, G. Manatschal, y L. M. Pinheiro, eds., vol. 282, Geological Society of London Special Publications, 2007, pp. 9–49.
- [304] J. TUGEND, G. MANATSCHAL, Y N. J. KUSZNIR, *Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary*, Geology, 43 (2015), pp. 15–18, DOI: 10.1130/G36072.1.
- [305] J. TUGEND, G. MANATSCHAL, N. J. KUSZNIR, E. MASINI, G. MOHN, Y I. THINON, *Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees*, Tectonics, 33 (2014), p. DOI: 10.1002/2014TC003529.
- [306] H. M. VAN AKEN, *Surface currents in the Bay of Biscay as observed with drifters between 1995 and 1999*, Deep Sea Research I, 49 (2002), pp. 1071–1086.
- [307] J. R. VANNEY, J. L. AUXIETRE, Y J. P. DUNAND, *Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian continental margin*, Annales de l'Institut Océanographique de Paris, 55 (1979), pp. 5–20.
- [308] J. A. VERA, *Geología de España*, Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, 2004.
- [309] J. VERGÉS Y M. FERNÁNDEZ, *Thetys-Atlantic interaction along the Iberia-Africa plate boundary*, Tectonophysics, 579 (2012), pp. 144–172, DOI: 10.1016/j.tecto.2012.08.032.
- [310] J. VERHOEF, B. J. COLLETT, P. R. MILES, R. C. SEARLE, J. C. SIBUET, Y C. A. WILLIAMS, *Magnetic anomalies in the northeast Atlantic Ocean (35°-50°N)*, Marine Geophysical Researches, 8 (1986), pp. 1–25.
- [311] J. T. VÁZQUEZ, G. ERCILLA, T. MEDIALDEA, L. SOMOZA, F. BOHOYO, D. CASAS, F. ESTRADA, M. FARRÁN, S. GARCÍA-GIL, Y R. LEÓN, *The BURATO ERGAP collapse: A major morphotectonic feature in the Galicia Bank*, en Nuevas contribuciones al Margen Iberico



- Atlántico, G. Flor Rodríguez, J. Gallastegui, G. Flor Blanco, y J. Martín Llaneza, eds., vol. MIA-09, 6th Symposium of the Atlantic Iberian margin, Universidad de Oviedo, Dpto. de Geología, 2009, pp. 205–208.
- [312] J. T. VÁZQUEZ, T. MEDIALDEA, G. ERCILLA, L. SOMOZA, F. ESTRADA, M. C. FERNÁNDEZ PUGA, J. GALLART, J. GRÀCIA, A. MAESTRO, Y M. SAYAGO, *Cenozoic deformational structures on the Galicia Bank Region (NW Iberian continental margin)*, Marine Geology, 249 (2008), pp. 128–149.
- [313] P. D. WELCH, *The use of Fast Fourier Transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over shot, modified periodograms*, IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics, AU-15 (1967).
- [314] B. WERNICKE, *Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere*, Canadian Journal of Earth Sciences, 22 (1985), pp. 108–125.
- [315] P. WESSEL Y W. H. F. SMITH, *New Version of the Generic Mapping Tools (GMT)*, Eos, Transactions, American Geophysical Union, 76 (1995), p. 329.
- [316] P. WESSEL, W. H. F. SMITH, R. SCHARROO, J. F. LUIS, Y F. WOBBE, *Generic Mapping Tools: Improved version released*, Eos, Transactions, American Geophysical Union, 94 (2013), pp. 409–410.
- [317] P. WESSEL Y A. B. WATTS, *On the Accuracy of Marine Gravity Measurements*, Journal of Geophysical Research, 93 (1988), pp. 393–413.
- [318] R. S. WHITE, *Crustal structure and magmatism of North Atlantic continental margins*, Journal of the Geological Society, London, 149 (1992), pp. 841–854.
- [319] R. S. WHITE Y D. MCKENZIE, *Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts*, Journal of Geophysical Research, 94 (1989), pp. 7685–7729.
- [320] R. S. WHITE, D. MCKENZIE, Y K. O'NIONS, *Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions*, Journal of Geophysical Research, 97 (1992), pp. 19683–19715.
- [321] R. S. WHITE, G. D. SPENCE, S. R. FOWLER, D. P. MCKENZIE, G. K. WESTBOOK, Y A. N. BOWEN, *Magmatism at rifted continental margins and flood basalts*, Nature, 330 (1987), pp. 439–444.
- [322] R. B. WHITMARSH, M. O. BESLIER, Y P. J. WALLACE, eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, vol. 173, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1998.
- [323] R. B. WHITMARSH, S. M. DEAN, T. A. MINSHULL, Y M. TOMPKINS, *Tectonic implications of exposure of lower continental crust beneath the Iberia Abyssal Plain, Northeast Atlantic Ocean: geophysical evidence*, Tectonics, 19 (2000), pp. 919–942.
- [324] R. B. WHITMARSH Y P. R. MILES, *Models of the development of the west Iberia rifted continental margin at 40°30'N deduced from surface and deep-tow anomalies*, Journal of Geophysical Research, 100 (1995), pp. 3789–3806.
- [325] R. B. WHITMARSH, P. R. MILES, Y A. MAUFFRET, *The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia - I, Crustal structure at 41°30'N*, Geophysical Journal International, 103 (1990), pp. 509–531.
- [326] R. B. WHITMARSH, P. R. MILES, J. C. SIBUET, Y V. LOUVEL, *Geological and geophysical implications of deep-tow magnetometer observations near Sites 897, 898, 899, 900 and 901 on the west Iberia continental margin*, en Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 665–674.

- [327] R. B. WHITMARSH, T. A. MINSHULL, S. M. RUSSELL, S. M. DEAN, K. E. LOUDEN, Y D. CHIAN, *The role of syn-rift magmatism in the rift-to-drift evolution of the West Iberia continental margin: geophysical observations*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 107–124.
- [328] R. B. WHITMARSH, L. M. PINHEIRO, P. R. MILES, M. RECQ, y J. C. SIBUET, *Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites*, *Tectonics*, 12 (1993), pp. 1230–1239.
- [329] R. B. WHITMARSH y D. S. SAWYER, *The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental rifting to seafloor-spreading processes*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 713–733.
- [330] R. B. WHITMARSH, R. S. WHITE, S. J. HORSEFIELD, J. C. SIBUET, M. RECQ, y V. LOUVEL, *The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia: crustal structure west of Galicia Bank*, *Journal of Geophysical Research*, 101 (1996), pp. 28291–28314.
- [331] C. A. WILLIAMS, *Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic*, *Earth and Planetary Science Letters*, 24 (1975), pp. 440–456.
- [332] R. C. L. WILSON, R. N. HISCOTT, M. G. WILLIS, y F. M. GRADSTEIN, *The Lusitanian Basin of west-central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history*, en *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, A. J. Tankard y H. R. Balkwill, eds., American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 1989, pp. 341–362.
- [333] R. C. L. WILSON, G. MANATSCHAL, y S. WISE, *Rifting along non-volcanic passive margins: stratigraphic and seismic evidence from the Mesozoic successions of the Alps and western Iberia*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 429–452.
- [334] R. C. L. WILSON, D. S. SAWYER, R. B. WHITMARSH, J. ZERONG, y J. CARBONELL, *Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberia abyssal plain*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, y A. Klaus, eds., vol. 149, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996, pp. 617–633.
- [335] E. L. WINTERER, J. S. GEE, y R. J. VAN WAASBERGEN, *The source area for Lower Cretaceous clastic sediments of the Galicia margin: Geology and tectonic and erosional history*, en *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Part B)*, G. Boillot, E. L. Winterer, y A. W. Meyer, eds., vol. 103, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1988, pp. 697–732.
- [336] I. J. WON y M. G. BEVIS, *Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines*, *Geophysics*, 52 (1987), pp. 232–238.
- [337] M. M. YALE, D. T. SANDWELL, y W. H. F. SMITH, *Comparison of along-track resolution of stacked Geosat, ERS-1 and TOPEX satellite altimeters*, *Journal of Geophysical Research*, 100 (1995), pp. 15117–15127.
- [338] X. ZHAO, *Paleomagnetic and rock magnetic results from serpentinized peridotites beneath the Iberia Abyssal Plain*, en *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea*, R. C. L. Wilson, R. B. Whitmarsh, B. Taylor, y N. Froitzheim, eds., vol. 187, Geological Society, London, Special Publication, 2001, pp. 209–234.